

## 東アジアのオフィオライト

石 渡 明\*

Ophiolites of East Asia

Akira ISHIWATARI\*

(1993年 6 月30日受理)

(Received 30, June, 1993)

### Abstract

Ophiolites in northern East Asia are very diverse in their age. In southwestern Japan, Ordovician ophiolite tectonically overlies Permian ophiolite and accretionary complex, and all these together thrust onto Jurassic accretionary complex, which in turn overlies Cretaceous and Tertiary accretionary complexes with ophiolitic melanges. Before Miocene time, the Ordovician ophiolite may have continued to the other side of the Japan Sea (Sikhote-Alin Mts.), where Cambro-Ordovician ophiolite thrust onto Jurassic accretionary complex. Ordovician to Cretaceous ophiolites form analogous nappe piles in northeastern Japan and northeastern Russia (Koryak Mts.) as well as in western U.S.A. Multiple superposition of ophiolites of widely varying ages, which are generally younger as going down through the nappe pile, as well as extreme petrologic diversity and highly dismembered nature, is characteristic of the circum-Pacific Phanerozoic multiple ophiolite belts.

On the other hand, ophiolites in southern East Asia (from Philippines to New Caledonia) are mostly uniform in age (Late Cretaceous to Eocene). The uniformity of ophiolite age over the 6,000 km-long area, contemporary voluminous production of oceanic crust in the adjacent marginal basins, presence of currently spreading back-arc basins, and well-developed upper-mantle low-velocity zone suggests that the area has once been a oceanic rift zone comparable to the other mid-oceanic ridges, and has been decomposed into many island arc-marginal basin system soon after. The ophiolites mostly represents a portion of fore-arc lithosphere thrust onto the subducting plate, as currently demonstrated by the submarine outcrops of fore-arc

---

\* 金沢大学理学部地学教室

Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Kanazawa University, Kanazawa 920-11, JAPAN

ophiolites in some arc-side trench walls.

Temporal distribution of ophiolites, both in circum-Pacific and continental areas, show distinct peaks in Jurassic-Cretaceous and Ordovician with a less pronounced peak in Permian. These ophiolite pulses correspond to the periods of long paleomagnetic stability (no reversals), eustatic high sea levels, major oil and coal production, and voluminous oceanic crust production, suggesting the explosions and subsequent surges of superplumes ascended from the core/mantle boundary. Although emplacement of an ophiolite nappe may be a superficial plate-tectonic process, simultaneous generation and subsequent emplacement of ophiolites in a global scale may be better explained by the plume (and surge) tectonics.

## 1. 序論

オフィオライトとは造山帯に巻き込まれた海洋性地殻・マンタルの断片であり、幅数km～数10km、延長数km～数100km、厚さ数100m～10km程度の大きさの板状の岩体として、大陸縁や島弧の堆積物の上にのし上げた衝上岩体として産する。典型的なものは下からマンタルカンラン岩（主としてハルツバージャイト）、火成沈積岩（主としてハンレイ岩）、玄武岩質火山岩（岩脈群および枕状溶岩）の順に重なる層状複合岩体をなし、それぞれ海洋性上部マンタル、海洋地殻第3層、および同第2層に対比され、その上には放散虫チャートなどの深海堆積物（海洋地殻第1層）が乗っていることが多い（石渡、1986）。

カンラン岩・斑レイ岩・玄武岩の3つのメンバーが揃った完全な火成層序をもつオフィオライトは、キプロスやオマーンなど、中・新生代のユーラシア南縁（アルプス・ヒマラヤ）造山帯、および古生代のアパラチア・カレドニア・ウラル造山帯に発達するが、日本列島のような環太平洋地域のオフィオライトは、ある部分（特に岩脈群）が欠けていたり、層状構造や累重関係がはっきりしないことが多い。小論では2つ以上のメンバーが揃っていて、現位置に構造的に搬入された産状を示す場合、オフィオライトとして取り扱う。枕状溶岩だけの場合や、カンラン岩だけの場合も、化学組成や周囲の状況からみて、それらがオフィオライトの断片と考えられる場合は考慮の対象とする。

日本列島の新生代古第三紀以前の地層の地質構造は、ナップ（衝上岩体）の累重を基本とし、沈み込み帯で新しいナップが次々に古いナップの下に底付け（アンダープレート）されて成長してきた大陸縁付加帯の特徴を示す。従って一般的にはナップを構成する地層の年代は大洋側に向かって若くなるが、古いナップの断片が大洋側のナップの上にクリッペとして残っていることもある。なお、小論では「付加帯」は付加型造山帯を意味し、「付加体」はその中の個々のユニット（例えば、層序がよく似た一連のナップ群）を指す。

付加体を構成する各ナップの堆積岩は共通の特徴的な層序を示し、海洋プレート層序と呼ばれる（磯崎・丸山、1991, p.707）。これは、玄武岩・チャートまたは石灰岩・泥岩・砂岩の順に重なる層序で、ゆっくり移動する海洋プレート上で、長い時間をかけて堆積した薄いチャートが、沈み込み帯に近付き、その上に比較的短い時間に厚い陸源碎屑物（泥岩・砂岩）が堆積することによって形

成される。この陸源碎屑物はしばしば島弧火山起源の凝灰岩を挟む。日本列島など、環太平洋地域のオフィオライトは、**活動的大陸縁**を特徴づける、海洋プレート層序を持つ典型的な付加体に対して衝上しており、オフィオライトが**受動的**大陸縁の大陸地殻およびそれを覆う堆積物（蒸発岩・泥質石灰岩・フリッシュ）に対して衝上しているアルプス・ヒマラヤ造山帯やアパラチア・カレドニア・ウラル造山帯とは産状が本質的に異なる。

日本には島列にはほぼ平行な数列のオフィオライト帯が分布するが、これらも付加帯のナップ構造の重要な構成要素であり、一般に大陸側のオフィオライト帯は構造的上位を占め、形成年代が古く（古生代）、大洋側のものは構造的に下位にあって形成年代が若い（中生代～新生代）。このようにいろいろな地質時代のオフィオライト・ナップが重なり合うオフィオライト帯は環太平洋造山帯に特徴的であり、「環太平洋顕生代多重オフィオライト帯」と名付ける（Ishiwatari, 1991a,b）。これは、オフィオライトの年代がジュラ・白亜紀に限られるアルプス・ヒマラヤ造山帯や、オルドビス紀に限られるアパラチア・カレドニア・ウラル造山帯と大きく異なる。

東アジア北部では、日本と同様の多重オフィオライト帯がロシア極東地域に続いており、アラスカを経て北米西岸まで延びている（Ishiwatari, 1991a,b）。一方、東アジア南部では、大陸地域と海洋地域でオフィオライトの時空分布に大きな差異があるように見える。中国内陸部青藏高原からインドシナにかけての大陸地域の造山帯（東経110°以西）は環太平洋型の多重オフィオライト帯をなすが、フィリピンからインドネシア東部を経てパプアニューギニア、ニューカレドニアからニュージーランドに至る広大な海洋地域（東経110°以东）では、白亜紀後期～始新世のオフィオライトが始新世～中新世に多量かつ大規模に衝上し、地球上で最も若く、かつオフィオライトに富む造山帯を形成している。この地域では白亜紀から現在まで縁海の形成と破壊が地球上で最も活発に行われてきており、海嶺と同様に上部マントルの低速度層が発達している特異な地域である。

この論文ではコリヤーク山地およびシホテアリン山地での現地調査の経験を踏まえて、東アジア北部（日本・ロシア極東）地域のオフィオライトについて概説し、次に文献調査をもとに東アジア南部の海洋地域のオフィオライトについて総括し、東アジアの北部と南部でオフィオライトの時空分布が大きく異なることの意味を、最近の地球テクトニクス理論に基づいて考察する。

## II. 東アジア北部

### 1. 日本列島

日本列島では、マントルカンラン岩・斑レイ岩質火成沈積岩・玄武岩質火山岩の3つのメンバーが揃ったオフィオライトとして、夜久野、幌加内、幌尻の3つが知られているが、いずれも岩脈群は欠如する。そのほかマントルカンラン岩と超苦鉄質沈積岩の複合岩体としては大江山・宮守オフィオライトがあり、玄武岩と火成沈積岩の複合岩体としてはミカブオフィオライトがある。また、嶺岡・瀬戸川帯には3つのメンバーが断片的に産するオフィオライト・メランジが発達する。これらの形成年代は大江山・宮守オフィオライトがオルドビス紀、夜久野オフィオライトが二畳紀、ミカブおよび幌加内オフィオライトがジュラ紀、幌尻オフィオライトは白亜紀、そして嶺岡オフィオライトは第三紀と考えられている。つまり、日本列島には古生代前期から新生代まで、顕生代全体に

わたる様々な地質時代のオフィオライトが産する (石渡, 1989).

これらのオフィオライトは、ナップあるいはそれが破壊されたメランジとして、日本列島付加帯のナップ構造に参加しており、古いオフィオライトが新しいオフィオライトの構造的上位に産する。例えば、西南日本内帯ではオルドビス紀の大江山オフィオライトが二畳紀の夜久野オフィオライトに衝上し、これらは二畳紀付加体である超丹波ナップに衝上し、それら全体が更にジュラ紀付加体である丹波ナップ群 (2枚のナップよりなる) に衝上している (図1)。西南日本外帯では丹波 (= 秩父) ナップ群が更に若い白亜紀付加体である四万十ナップ群に衝上し、それは更に第三紀付加体である嶺岡・瀬戸川ナップ群に衝上している。東北日本でも、基本的な構造は西南日本と同様であると考えられる (Ishiwatari, 1991a,b)。

夜久野オフィオライト (石渡, 1978) は、福井県西部から京都府・兵庫県を経て岡山県まで、延長250kmにわたって露出するが、福井県大島半島および高浜町地域に最もよく揃ったオフィオライト層序が見られる。このオフィオライトの地殻部分とマントル部分の境界 (即ちモホ面に相当する) は輝石グラニュライト相 (スピネルカンラン岩相) の変成作用を受け、斑レイ岩は緑色スピネル+アルミナ単斜輝石+アルミナ斜方輝石+ $An_{50}$ 斜長石の鉱物組合せを示す片麻状変斑レイ岩に変化している。地殻部分の変成度は玄武岩層から斑レイ岩層に向かって葡萄石パンペリー石相・緑色片岩相・緑簾石角閃岩相・角閃岩相・角閃石グラニュライト相の順に上昇し、モホ面で輝石グラニュライト相に達する。この変成作用は比較的厚い海洋性地殻中で、形成直後の高い地温勾配のもとで行われた、一種の海洋底変成作用と考えられる。

通常の海洋地殻の厚さでは、モホ面での圧力は3 kb以下であり、そこでグラニュライト相の変成作用が行われても、斜長石+カンラン石の組合せは安定で、スピネル+アルミナ輝石の組合せにはならない。逆に大陸地殻のように30km以上の厚さがあると、モホ面での圧力は10kb近くになり、そこでグラニュライト相の変成作用が行われると、斜長石+斜方輝石の組合せが不安定になって、ザクロ石が形成される。夜久野オフィオライトのモホ面ではザクロ石は形成されていないので、圧力は5 kbと10kbの間 (地殻の厚さは15kmと30kmの間) と考えられる (Ishiwatari, 1985)。このように厚い地殻部分をもつオフィオライトは、その後アラスカからも報告され、そこではザクロ石が存在するので、夜久野オフィオライトより厚い海洋性島弧の地殻と考えられている (DeBari & Coleman, 1989)。また、以下に述べるように、最近、夜久野オフィオライトと同様の厚い地殻をもつオフィオライトが日本海の対岸のロシア極東地域に存在することがわかった。

## 2. シホテアリン山地

シホテアリン山地は日本海を挟んで日本列島の対岸にある (図2)。シホテアリン山地の南東部は日本海拡大以前に西南日本内帯と連続していた可能性があり、日本の地質を考える上で重要である。例えば Zonenshain *et al.* (1990) は、シホテアリンのオフィオライト帯を飛驒外縁帯の、その西側の先カンブリア代のハンカ (Khanka) 岩体 (片麻岩1900Ma, 花崗岩495Ma) を飛驒帯の延長と考え、Kojima (1989) もこのオフィオライト帯に接するジュラ紀付加体 (那丹哈達-西シホテアリン帯: 古生代後期の石灰岩, チャートを含む) を美濃帯の延長と考えている。この地域のオフィオライト岩

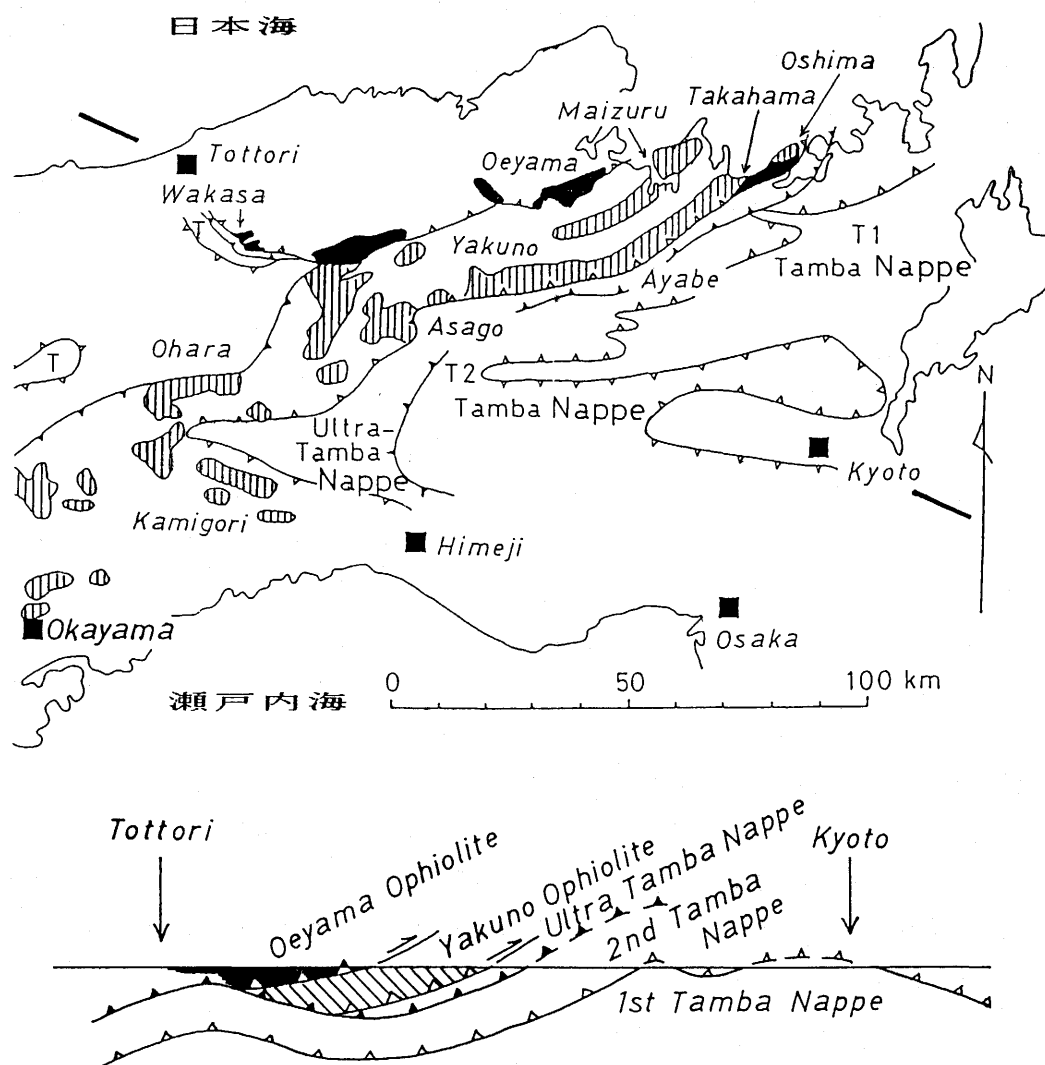


図1 西南日本内帯の地質構造。古生代のオフィオライト・ナップ（大江山と夜久野）が二畳紀付加帯（超丹波帯）を挟んでジュラ紀付加体（丹波帯）に衝上する。黒色は超苦鉄質岩，縦線は苦鉄質岩，空白部は碎屑岩およびその変成岩，角の出た線はナップを境する衝上断層で，黒い角の線は二畳紀付加体とジュラ紀付加体の境界。丹波帯は2つのナップよりなる。

体はどれも斑レイ岩類を主体とし、ナホトカ周辺の日本海岸から北北東方向にハンカ湖の北東方まで400kmにわたり断続的に配列している (Mazarovich, 1982). Vysotskiy (1993)によると、これらは南からセルゲーエフ岩体、カリノフ岩体、ビキン岩体の3つに区分でき、それぞれ岩質が異なる (図3 a). 私は1993年4月18-25日に荒井章司氏・辻森樹氏とともに Vysotskiy 氏の案内でセルゲーエフ岩体とカリノフ岩体を実際に観察することができた。以下にその時の観察と文献調査を基にシホテアリンのオフィオライトについて概説する。

セルゲーエフ岩体は片麻状構造の発達した、輝石を含まない角閃石変ハンレイ岩を主体とし、角閃岩や石灰質変成岩のブロックを含み、多量の花崗岩および若干のトロクトライトに貫かれる (図3 b). この岩体は夜久野オフィオライトの玄武岩メンバー下部からハンレイ岩メンバー上部にかけての部分(特に舞鶴帯北帯)によく類似し、変ハンレイ岩中に角閃岩を主とする舞鶴変成岩のブロックが含まれ、多量の舞鶴花崗岩に貫かれる関係とよく似ている。粒度の異なる変ハンレイ岩が不規則に入り交じる中を、花崗岩の脈が貫く様子は全く同じと言ってよい。ただし、舞鶴帯の夜久野オフィオライトにはトロクトライトはみられない。ナホトカ港を見下ろす丘に舞鶴とナホトカの姉妹都市締結記念碑が立っているが、この石は舞鶴から運んできた径3mほどの変ハンレイ岩であり、粒度が不均質で多くの花崗岩の脈に貫かれている。これとよく似た岩石はナホトカから西へ小さな峠を越えて出る海岸に露出している (Sinitsa & Khanchuk, 1991)。

Zakharov *et al.* (1992, p. 9) の地質図によると、この岩体は、Kojima (1989) が美濃一丹波帯の延長と考えたジュラ紀後期-白亜紀前期の付加体 (二畳紀石灰岩、三畳紀・ジュラ紀チャートを含む) の上に載るナップをなし、岩体の北部には、構造的低位を占める付加体が露出する地窓がある。また、岩体の南東縁に沿って三郡変成岩に相当すると思われる藍閃片岩および緑色片岩が分布する (図3 b). また、このナホトカから東へ50kmほどの Uspenye 湾付近にも同様のオフィオライト・ナップが存在する (Mazarovich, 1982)。

カリノフ岩体は輝石ハンレイ岩を主とし、若干のトロクトライトを伴う。西側に多量の玄武岩枕状溶岩が分布し、二畳紀から白亜紀前期の堆積岩を伴う。また、東側にはウェルライト、単斜輝石岩、トロクトライトなどの超苦鉄質岩や藍閃石片岩、緑色片岩が伴われる。ハンレイ岩中に角閃岩ブロックや花崗岩貫入岩体がない点で南方のセルゲーエフ岩体と異なる。また、この岩体のトロクトライトにはカンラン石と斜長石の間にスピネル・両輝石シンプレクタイトが形成されており、岩体形成後の冷却に伴ってスピネル・カンラン岩相の温度圧力領域に入ったことを示す。このことは、このオフィオライトの地殻部分がかなり厚かったことを示す。更に、Khanchuk & Panchenko (1991)はこの岩体の北部からザクロ石を含む変斑レイ岩を報告した。これはもっと厚い地殻の下部の断片かもしれない。

最北のビキン岩体は露出が悪く、交通の便も悪くて、我々は行かなかったが、Vysotskiy (1993)によると、片麻状構造の発達したスピネル両輝石変ハンレイ岩を主とする岩体である。超苦鉄質岩としては、レーブルライトやハルツバージャイトが伴われ、トロクトライトはみられない。スピネル両輝石変ハンレイ岩は夜久野オフィオライトの地殻・マントル境界 (モホ面) に見られるものと、岩石組織、鉱物組み合わせ、鉱物化学組成などの点で、寸分違わないものであり、顕微鏡下で両者

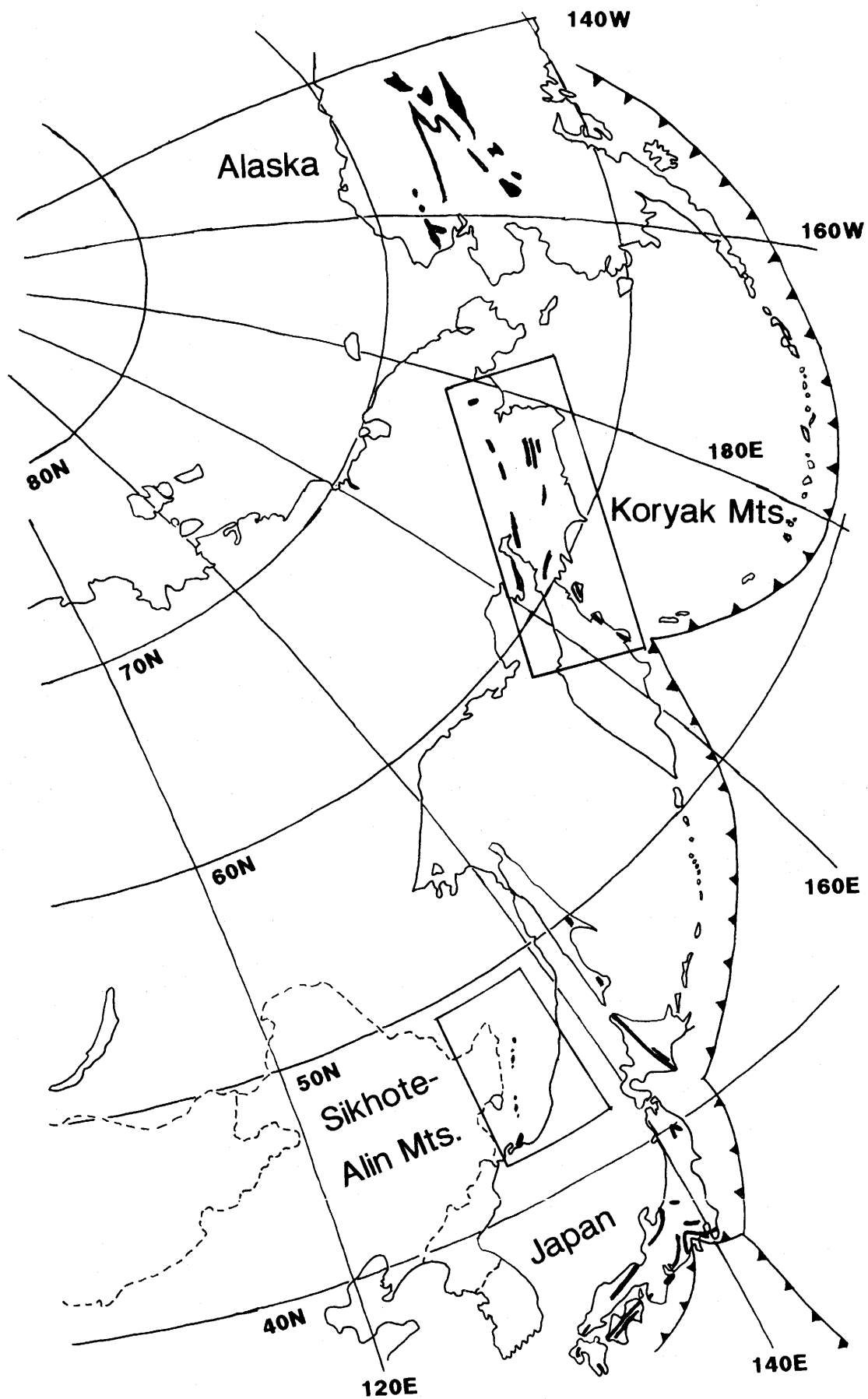


図 2 東アジア北部のオフィオライト帯とシホテアリン山地およびコリヤーク山地の位置。

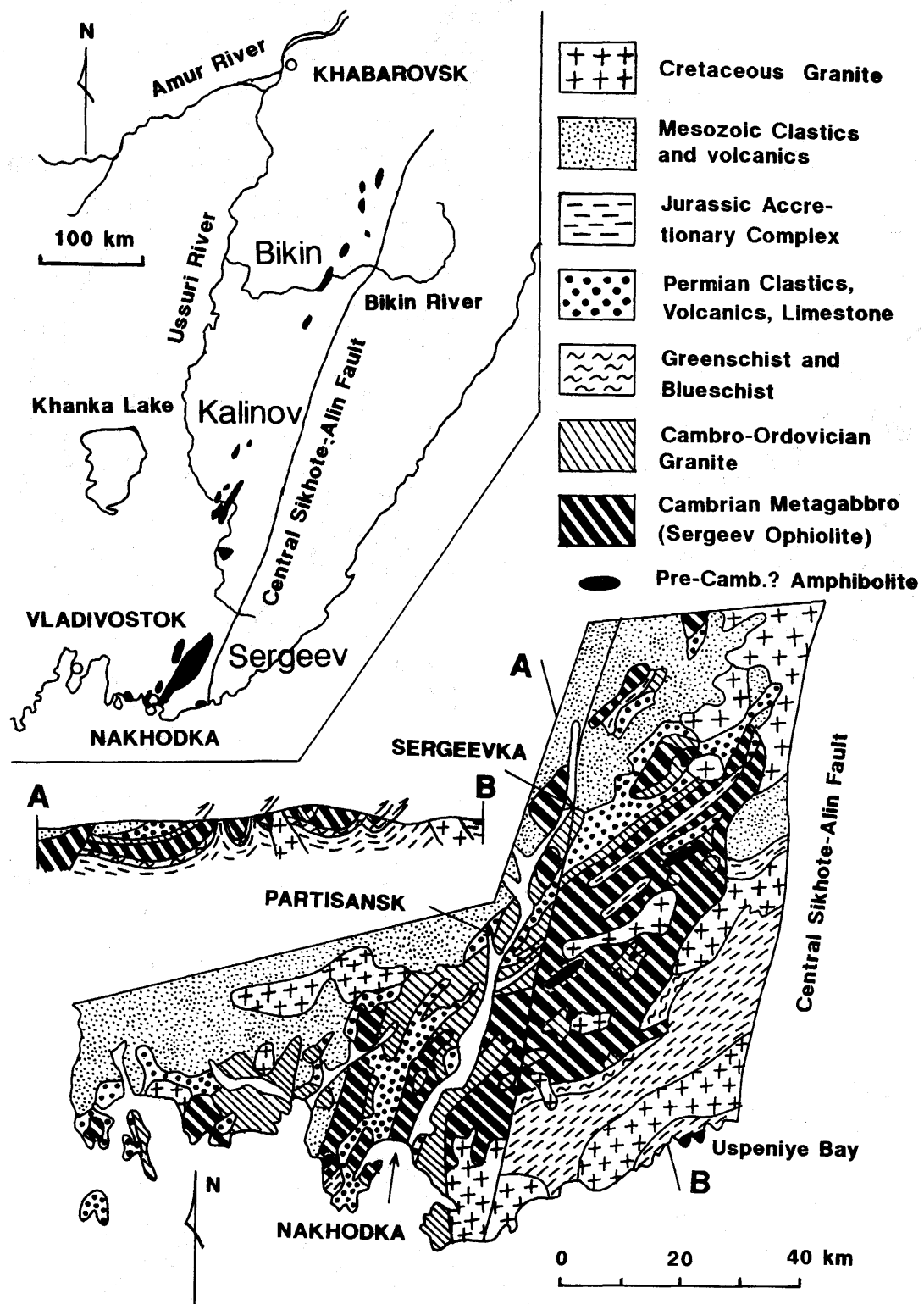


図3 a (左上) シホテアリン山地のオフィオライトの分布。3つのグループに別れ、各々岩質(と時代?)が異なる。

b セルゲーエフ岩体の地質図および断面図。ジュラ紀付加体に衝上するナップをなす (Zakharov *et al.*, 1992中の Khanchuk の地質図を簡略化)。



の薄片を見比べても全く同様に区別がつかない。中圧グラニュライト相での再結晶作用を被った変ハンレイ岩として、かなり厚い (15–30km) 海洋性地殻の下部を表すと考えられる。

以上のように、シホテアリンのオフィオライトは夜久野オフィオライトの地殻部分の中・下部を3層に分割した各層が、それぞれ別の大岩体として分布しているように見える。このオフィオライトの年代については、セルゲーエフ岩体にデボン紀の地層が伴われ、これが不整合にオフィオライトを覆うとされる露頭があるので、デボン紀以前と考えられてきた。このオフィオライトを貫く花崗岩の白雲母の Ar-Ar 年代は491Ma であり (Zakharov *et al.*, 1992), このオフィオライトはカンブリア紀以前のものである可能性が高い。もしそうなら、日本の大江山オフィオライトよりも古く、大江山オフィオライトは単斜輝石に富むハルツバーシャイトを主とし斑レイ岩は非常に少ないので、岩相も全く異なる。ただし、大江山オフィオライトの460Ma 前後の角閃石 K-Ar 年代を与える片麻状変斑レイ岩はセルゲーエフ岩体のものとよく似ている。

### 3. コリヤーク山地

コリヤーク山地の地質については、Dobretsov & Chikov (平山次郎訳, 1979) の簡単な解説があるが、最近 Stavsky *et al.* (1990) は、この山地の構造区分とプレートテクトニクスに基づく各テレーンの起源を詳細に論じた。私は1990年7月9日から8月3日まで、井上科学振興財団から旅費の援助を受けて、Stavsky 氏をリーダーとする「地球変動学野外セミナー」に参加し、コリヤーク山地マイニツ帯のオフィオライトとそれらの周囲の付加体を観察する機会を得た。以下の記述はこの時の体験とその後の文献調査、および持ち帰った岩石試料の顕微鏡観察に基づく。

コリヤーク山地はカムチャツカ半島基部からベーリング海岸に沿って北東へ延び、アナディール平野に達する、延長1000km、幅300kmの褶曲山脈であり、その規模は西南日本全体に匹敵する(図2)。この地域の西方には始生代片麻岩よりなるオモロン (アマロン) 地塊があり、コリヤーク山地はこの大陸塊の大洋側に形成された付加帯であると考えられる。現在この地域はアリューシャン島弧の背後にあるが、この島弧は白亜紀末期ないし第三紀に入ってから形成されたものであり、それ以前はクラ・太平洋プレートが直接オモロン地塊の下にサブダクトしていたらしい (Scholl *et al.*, 1975)。

コリヤーク山地の地質の特徴は、(1) 地質構造の線状配列、(2) 火山岩分布域と堆積岩分布域との複雑な交代、(3) 衝上断層の広範な分布、(4) オフィオライトが多いのに対して花崗岩類を欠くことである (Dobretsov & Chikov, 1979)。この山地には内陸側から海側へ大きく分けて3列のオフィオライト帯が存在する (Palandzjan, 1986)。図4 a に示すように、最も内陸側は古生代前半のオフィオライトよりなる Penzhina-Pekulney 帯 (または Ust'-Belaya 帯) で、北部のものは古生代中期 (デボン紀)、南部のものは同前期 (オルドビス紀) で、原生代後期のものもあるらしい。これらのオフィオライトには高压型変成岩が伴われる。山地中央のオフィオライト帯は北から Rarytkin 帯, Mainits 帯, Khatyrka 帯に細分できるが、いずれも古生代後期から中生代中期のものである。最も海側のオフィオライト帯はカムチャツカ半島基部の Olyutor 帯で、Vatyna 帯と East Kamchatka 帯に細分され、この小規模なオフィオライト群の年代は白亜紀ないし第三紀である。Vatyna

帯にはアラスカ型超苦鉄質岩体（環状構造をもつグナイトー輝石岩体）も伴われる。

Stavsky *et al.* (1990)によると、前・中期古生代オフィオライトが付加したのは130Ma（白亜紀初期）以前、Mainits 帯が付加したのは70Ma（白亜紀末期）以前、Olyutor 帯が付加したのは15Ma（第三紀中新世）以前である。付加の年代は付加体を不整合に覆う地層や火山岩によって決定された。オフィオライトの年代が古生代前期から第三紀まで顕生代全体にわたり、内陸側から海洋側へ向かってオフィオライトの年代が若くなる点で、コリヤーク山地のオフィオライトの時空分布は日本列島や北米西岸クラマス山地とよく似ており、環太平洋顕生代多重オフィオライト帯の特徴をよく示している（石渡，1989，1991a,b）。図4 bはPushchrovskiy *et al.* (1988) が描いたコリヤーク山地の地質断面図であり、多重オフィオライト・ナップの累重構造がよく示されている。この山地は植生が疎らで、ほとんど全面露頭なので、浅い部分のナップ構造は実際に現地でよく観察できる。ただし、この断面図の深い部分については疑問の余地がある。

環太平洋地域のオフィオライトの特徴は、年代幅が広いだけでなく、マンツルの部分溶融程度が変化が大きく、岩質が多様であることである。この性質はコリヤーク山地でも同様で、Penzhina-Pekulney 帯では、北側のマンツル・カンラン岩はレールゾライト質であるのに、南側はハルツバージャイト質である。Mainits 帯でも Tamvatnei 岩体や Yagelny メランジのマンツル・カンラン岩はレールゾライトであるのに、わずか数kmしか離れていない Krasnaya 山や Chirinai 山のものはハルツバージャイトである。

コリヤーク山地のオフィオライトの岩石学的特徴として、非常に高い圧力で形成される岩石や鉱物が、カンラン岩中に産することがある。例えば、Penzhina-Pekulney 帯の最北端に位置する Pekulney オフィオライトは、基底部にスピネル・ザクロ石輝石岩やエクロジャイトを伴うスピネル・レールゾライト岩体（上部はグナイト・ウェルライト）よりなり、Nekrasov (1980) はこれを大陸地殻下のマンツルの断片と解釈した。この岩体は付加体の中で最も大陸側に位置し、グラニユライトを伴う原生代チャルノク岩のブロックに接して産するので、大陸縁のリフト帯などの特殊な環境で形成されたのかもしれない（Nekrasov, 1980）。

しかし、付加帯の中央部を占め、大陸地殻の断片を全く伴わない Mainits 帯オフィオライトのレールゾライト（Tamvatnei）やハルツバージャイト（Chirinai）からもダイヤモンド（Shilo *et al.*, 1981）やパイロプ成分に富むザクロ石（Lavrova, 1982）が報告されており、カンラン岩が部分溶融を経ながら海洋下のマンツル深部から上昇してくる過程で、一部の高压鉱物が相変化を免れて残った可能性がある。例えば、大陸内部の衝突型造山帯では、ときどきザクロ石に包有されてコーサイト（SiO<sub>2</sub>の高压相）が残っているが、地殻内に上昇後800℃以上の高温で岩石が再結晶したにもかかわらず、まだコーサイトが残っている例が最近報告された（Wang *et al.*, 1993）。カンラン岩中でもザクロ石に包有されてさえいれば、部分溶融を経た後でもダイヤモンドが生き残る可能性はある。

我々が調査したコリヤーク山地中央部のマイニッツ帯は、主としてジュラー白亜紀の緑灰色塊状火山碎屑岩（グレイワッケと呼ばれている）よりなり、その中に東北東方向にのびるいくつかのオフィオライト・メランジュを含む。その中で最も大きいのはヤーゲル・蛇紋岩メランジュであり、

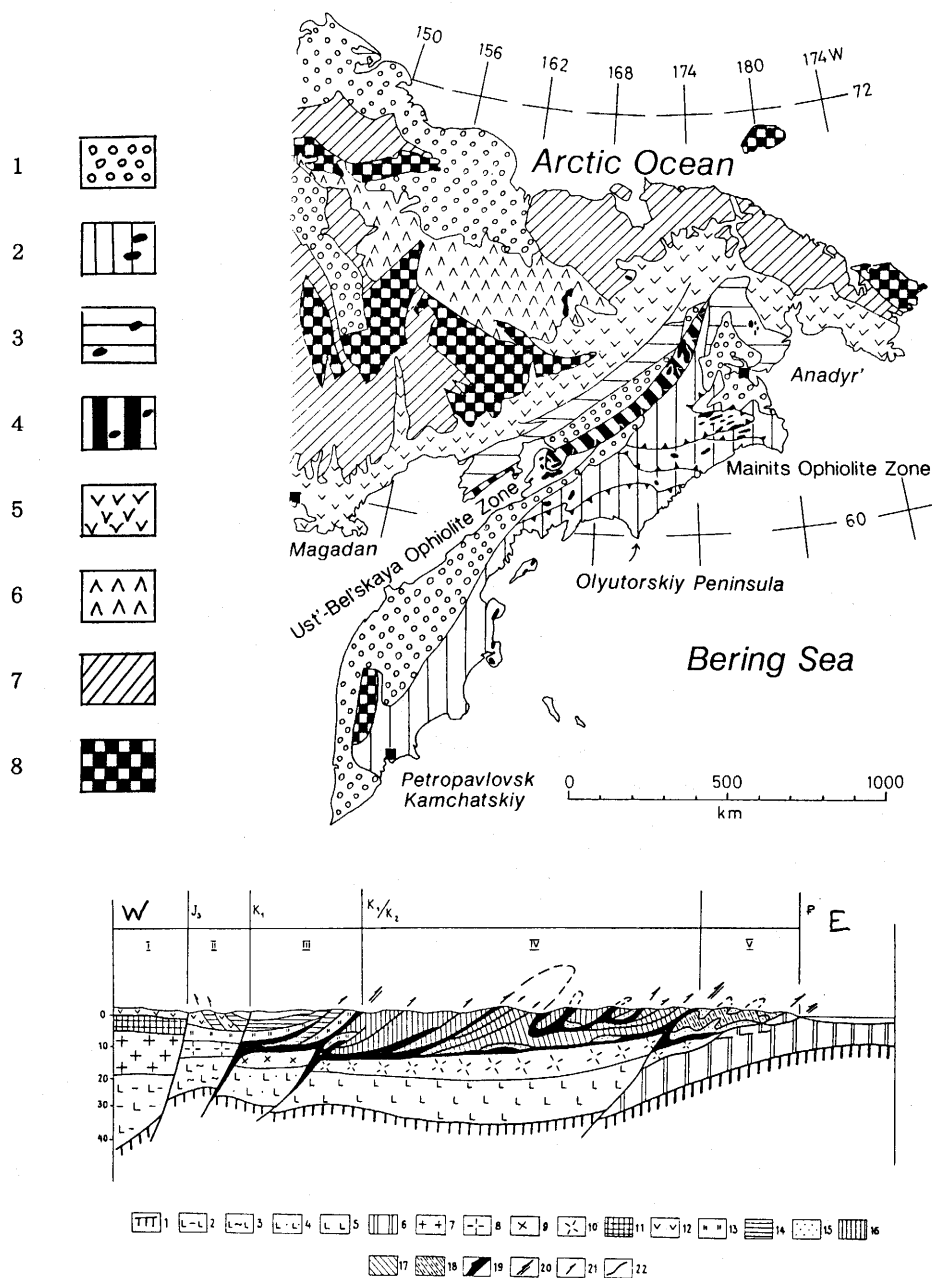


図4 a (上図) コリヤーク山地地質概略図。(1)新生界, (2)白亜紀付加体, (3)ジュラ系, (4)古生代付加体(2-4はオフィオライトを伴う), (5)白亜紀火山岩, (6)ジュラ紀火山岩, (7)原生-中生界被覆層, (8)原生界基盤岩

b (下図) 付加帯の北緯62°の地質断面図 (Pushcharovskiy *et al.*, 1988)。(1)モホ面, (2-5)大陸地殻玄武岩層, (6)海洋地殻, (7-10)大陸地殻花崗岩層, (11)原生-中生界被覆層, (12)ジュラ紀火山岩, (13)古生代深海堆積物, (14)原地性中生界, (15)テーチス型化石群を含む上部古生界-下部中生界, (16-18)異地性上部ジュラ-白亜系, (19)オフィオライト, (20-22)構造境界。(I)オモロン地塊, (II)ジュラ系, (III)ウスチベリスカヤ・オフィオライト帯, (IV)コリヤーク・ナップシステム, (V)エコナイ・ナップシステム。

これを境としてジュラー白亜紀火山碎屑岩は北側のトポリョフ層群と南側のチリナイ層群に分けられる。後者のほうが破碎・変形が著しいが、時代・岩相に大差はない。どちらも珪質の部分が風化・浸食に抗して残り、尾根や山腹に石像群や塔のようにみえる特徴的な地形を形成する。

これらの火山碎屑岩は玄武岩～安山岩質で、一部に母岩質のものも含まれ、海洋性島弧の火山活動で形成されたものと考えられている。ヤーゲル・メランジュはチリナイ層群に衝上し、クラスナヤ山（赤い山）のカンラン岩体はそのクリップと考えられる。ヤーゲル・メランジュには鉄とチタンに富む玄武岩やピクライトが多く、海洋島または縁海で形成された可能性が高い。チリナイ層群中にはエルゲバヤム（北）・チリナイ（南）の2列のオフィオライト・メランジュがあり、二畳・石炭紀の石灰岩体を伴う。この極北の地に大きな珊瑚礁石灰岩体が突き立っているのは異様な光景である。この2列のオフィオライトはカルク・アルカリ岩質の閃緑岩や火山岩を伴い、島弧で形成されたものと考えられている。なお、二畳・石炭紀の石灰岩や三畳紀のチャートの小岩体はチリナイ層群中の他の部分にも構造的ブロックとして散在している。

原生代の大陸地殻起源の砂や泥が固結した珪長質碎屑岩が量的に卓越する日本やシホテアリンの付加帯とは異なり、コリヤーク山地の付加帯は一見日本のグリーンタフに似た灰緑色の火山碎屑岩（グレイワッケ）を主な構成物とする。日本の付加帯でも、比較的若い四万十帯や瀬戸川帯にはかなり火山碎屑岩が含まれるが、その比ではない。おそらく、この付加帯はいくつかの海洋性火山弧が次々に大陸縁に付加されて形成されたのであろう。

### III. 東アジア南部地域

この地域のオフィオライトの時空分布は東経110°付近を境に西と東で全く異なる。西部ではインドシナ半島からマレー半島にかけて、先カンブリア代の大陸ブロックの間に古生代から中生代前期のオフィオライトが存在し、スマトラ島には中生代のオフィオライトが、そして現在のインド洋沈み込み帯の北東側にはビルマからアンダマン諸島を経てメンタワイ諸島に至る新生代オフィオライト帯があり（Hutchison, 1975）、環太平洋型の多重オフィオライト帯をなす。同様の多重オフィオライト帯はタリム盆地からヒマラヤにかけての青海～チベット高原にも存在し、古生代前期から中生代後期まで、北から南へ年代が若くなる6列のオフィオライト帯が配列する（Wang & Hao, 印刷中）。この地域のオフィオライトについては、本論文ではこれ以上詳述しない。

一方、110°以東の台湾・フィリピンからボルネオ、セレベス、ハルマヘラ、パプア、ソロモン、バヌアツ、ニューカレドニアを経てニュージーランド、そして更にマコーリー島に至る地域（図5）では、白亜紀から新生代を通じて、島弧縁海系の形成と破壊が地球上で最も活発に行われてきたために、白亜紀以後の新しいオフィオライトが多い。まだ陸上には現れていないが、伊豆・マリアナ・ヤップ海溝やトンガ海溝の陸側斜面には、第三紀の前弧オフィオライトが露出している（前川他, 1989）。世界で最も若い、台湾の利吉メランジュ中の中新世オフィオライトもこの地域にある（Jahn, 1986）。

#### 1. サンバレス（フィリピン）

ルソン島のサンバレス (Zambales) オフィオライトは1991年6月に大噴火したピナツボ火山のすぐ西側にあり、南シナ海の海岸に沿って南北に伸びる150km×40kmの岩体であり、大規模なクロマイト鉱床を産することもあって、この地域のオフィオライトの中では最もよく研究されている。Hawkins & Evans (1983)によると、このオフィオライトは始新世の島弧-縁海系の断片であり、島弧地殻・マントルを代表するアコヘ (Acoje) ブロックと縁海地殻・マントルを代表するコト (Coto) ブロックが断層で接する複合岩体である。この複合オフィオライトは形成後間もなく、中新世以前に衝上し、浸食された。この岩体は東から西へ衝上しており、しかも南シナ海の海洋地殻の年代は漸新世から中新世(30-20Ma)でオフィオライトより新しいから (Taylor & Hayes, 1980)、このオフィオライトを南シナ海の海洋地殻が直接衝上したものと考えすることはできない。

アコヘ・ブロックとコト・ブロックは岩石学的に顕著な対照を示す (Hawkins & Evans, 1983)。マントル・カンラン岩を見ると、アコヘのものは非常に涸渇し、カンラン石の  $F_o$  は91.6 (平均値、以下同様)、スピネルの Cr # は73であるのに対し、コトのものは非常に肥沃で、 $F_o$  が89.9、スピネルの Cr # は47である。火成沈積岩を見ると、アコヘのものは斜方輝石に富み、斜長石の An が95もあるのに対し、コトは斜方輝石に乏しく、斜長石の An は85である。玄武岩類を見ても、アコヘのものは  $TiO_2$  (0.35%) や Zr (20ppm) が少なく、コトのものはこれらに富む (1.05%, 61ppm)。

## 2. パラワン (フィリピン)

パラワン島はルソン島とボルネオ島の間にあり、南シナ海とスルー海を分ける細長い島で、オフィオライトが島の面積の半分以上を占める。Raschka *et al.* (1985)によると、このオフィオライトは層状岩脈群を欠くが、マントル・カンラン岩、沈積岩、玄武岩の3つの主要メンバーが揃っている。オフィオライト玄武岩は始新世中期のフリッシュ型の地層に整合的に覆われており、オフィオライトの形成は白亜紀後期ないし、第三紀初期であろう。このオフィオライトはまた、同じ時代の変形したフリッシュ型堆積物に衝上し、衝上の時期は漸新世から中新世の間であろう。オフィオライト・ナップの直下に角閃岩が伴われることがあり、その角閃石や雲母の K-Ar 年代は40Ma である。

## 3. ハルマヘラ (インドネシア)

ハルマヘラ・オフィオライトに関する別所(1944)の精密な地質図と地史の考察は先駆的な業績であり、白亜紀のオフィオライトが多数の板状岩体として中新世に東から衝上したことを明らかにした。現在でも、このオフィオライトのこれ以上の精度の地質図は他になく、地史の考察も今のところ修正を要しない。最近、Ballantyne(1992)はこのオフィオライトのマントル・カンラン岩と苦鉄質・超苦鉄質沈積岩の岩石学的性質を詳しく検討し、マリアナ前弧域からドレッジされたオフィオライト岩類と非常に類似することから、前弧オフィオライトであると結論した。この論文には最近の日本のオフィオライト研究の成果が多量に取り入れられている。

## 4. セレベス (インドネシア)

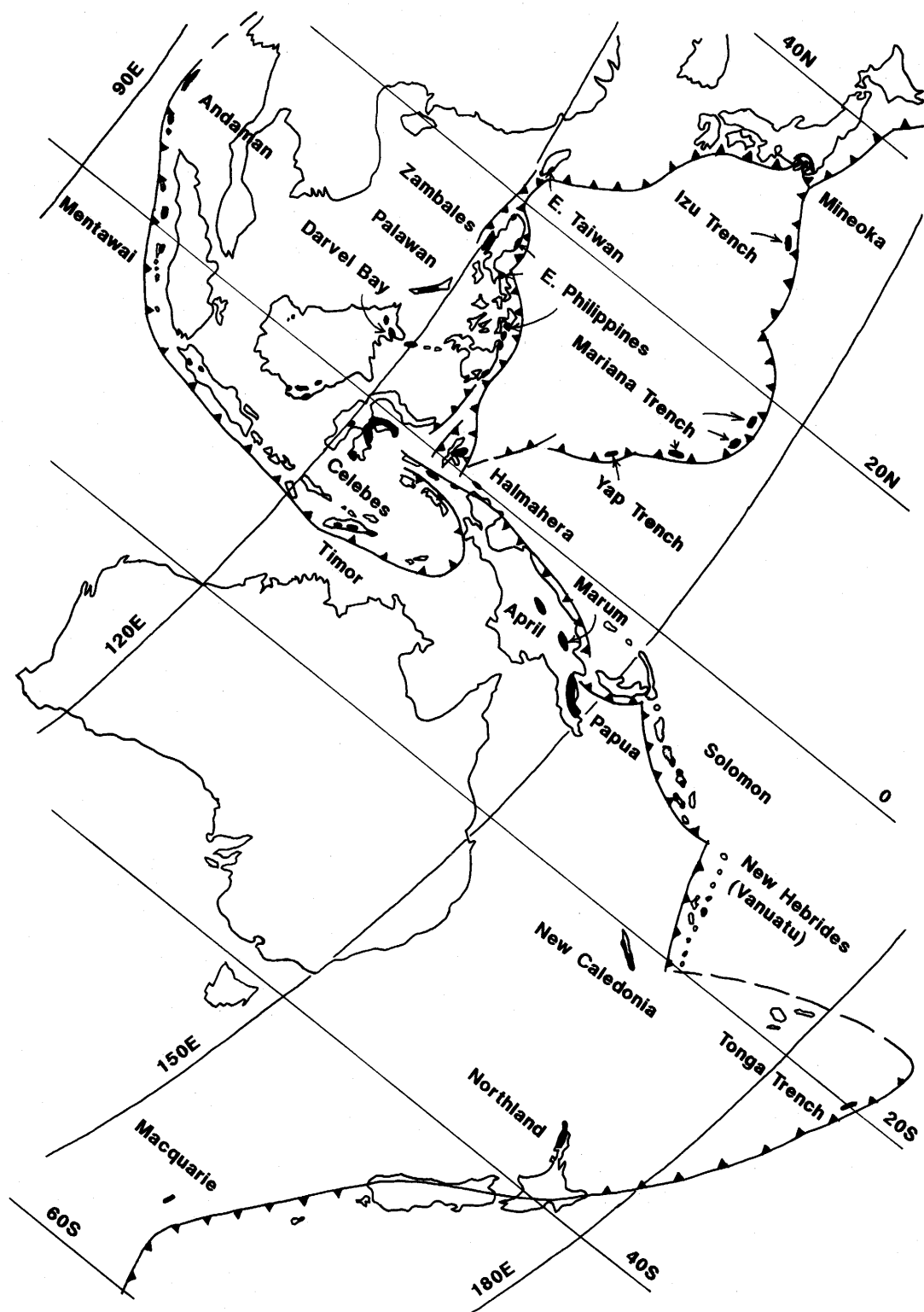


図5 東アジア南部（～オセアニア）の新生代オフィオライト帯。白亜紀後期～始新世に形成され、始新世～中新世に衝上したオフィオライト、および海溝の陸側斜面に露出する同じ時期の前弧オフィオライトを示した。古い時代のオフィオライト帯も斜線で示した。

セレベス（スラウェシ）のオフィオライトに関する Kündig(1956)の研究も同様の構造（多数の衝上岩体の覆瓦構造；北ないし北西に傾斜するので、南～南東への衝上を示唆）と地史（白亜紀後期～始新世のオフィオライト形成，中新世中期の衝上）を明らかにした。Kündig(1956)は当時の一般的観念に従って，オフィオライトを海底に噴出したマグマが固結した火成岩体と考え，これが固結後に重力滑りを起こして堆積物の上に滑り込み，覆瓦構造を形成したと考えたが，De Roever(1957)は同じセレベスでの調査からアルプス型（オフィオライト）カンラン岩体は構造的に上昇してきた海洋下のマントルの断片であるという発想を得た。

Silver & McCaffrey(1983)は，このオフィオライトが典型的な層状岩脈群を伴うことを報告した。そして，このオフィオライトの衝上が，北方のスラウェシ島弧（同島北肢）と南方のスラ陸塊との中新世の衝突によって引き起こされ，衝突以前のオフィオライトはスラウェシ島弧の前弧基盤を構成していたと結論した。ただし，この結論は地質学的・地球物理学的考察に基づき，地球化学的検討はなされていない。なお，スラ陸塊は古生代～三畳紀の変成岩と花崗岩，およびそれらを被覆するジュラ・白亜系よりなる小大陸である。

## 5. ボルネオ（インドネシア）

ボルネオ島北部の Darvel 湾オフィオライトについては Hutchison (1978)の研究がある。このオフィオライトも玄武岩に伴うチャートの年代は白亜紀後期から始新世で，やはり中新世に衝上した。ただし，変斑レイ岩の放射年代にはジュラ紀まで遡るものがある。このオフィオライトの地殻部分の下部は角閃岩相の変成作用を受け，Silumpat 片麻岩と呼ばれる片麻状粗粒角閃岩に変化しているが，その中に塊状の角閃石・両輝石斑レイ岩が存在する。この岩石が火成岩であるのか，グラニュライト相の変成岩なのかが問題になっていて，Hutchison (1978)はそれまでの主張を翻して火成岩であるとしたが，輝石の分析値をみるとかなり Mg #が低い（ca. 70）のに斜方輝石の CaO wt%が低く（0.7-0.8%），単斜輝石の CaO wt%が高い（>21%）。単斜輝石はスケアガート岩体のようなソレイアイト的分化傾向を示さず，ピジョン輝石も出現しない。斜長石にも双晶の発達が悪い。従って，この岩石は角閃石グラニュライト相の変成岩であるとしても何ら矛盾はない。このオフィオライトも，夜久野やシホテアリンのものと同様にかなり厚い海洋性地殻の断片である可能性が高い。

## 6. パプア・ニューギニア

パプアのオフィオライトは環太平洋地域で最も大規模なもので，島の南東部のオーウェン・スタンレー山脈の北麓に沿って，幅50km，延長250kmにわたって連続露出し，その北西延長上にもいくつかの大岩体がイリアン・ジャヤまで点在する。Coleman (1977)の教科書では4つの大規模なオフィオライトを取り上げて詳しく解説しているが，環太平洋地域からはパプアだけが選ばれている。

パプアのオフィオライトはおそらく白亜紀後期に形成が始まり，斑レイ岩層と玄武岩層の境界付近を50-55Ma（始新世）の K-Ar 年代を与えるトーナル岩が貫き，オフィオライトの一部は始新世のデイサイトと安山岩に覆われた。そして始新世末期ないし漸新世（北西方の Marum では漸新世末期ないし中新世初期）にオフィオライトが南西へ衝上（obduct）した。地球物理データ（重力・地

震)はこのオフィオライトが北方のソロモン海の海洋地殻・マントルへと連続するというモデルを支持する (Milsom, 1973).

Jaques & Chappell (1980)はパプア・オフィオライトを構成する岩石の化学組成を検討し、それらが液相濃集元素に非常に潤滑したマグマに由来することを明らかにしたが、それらの形成場が海嶺であるか縁海であるかは特定できないとした。また、トータル岩・デイサイト・安山岩などは、オフィオライトとは成因関係のない、始新世の島弧火成岩であるとした。しかし、Shervais(1982)は、海嶺や縁海の玄武岩に比べてパプアのオフィオライト玄武岩の Ti/V 比が非常に低いことから、それが島弧玄武岩である可能性を指摘した。Karig (1972)の構造図を見ても、パプア・オフィオライトはソロモン海の南を限る Woodlark 古島弧または更に南方の Pocklington 古島弧の延長に当たっており、どちらかの島弧の火山フロントまたは前弧域の地殻・マントルの断片と考えたほうがよい。ちなみに、このオフィオライトの北西延長の Marum オフィオライトについて、Jaques(1981)はビスマルク・ニューブリテン火山弧の前弧域がオーストラリア大陸縁と衝突して、衝上したものであると考えている。パプアのオフィオライトが「大陸地殻」の上に衝上していることは確かだが、この大陸地殻が「受動的大陸縁」・「活動的大陸縁」・「島弧」のいずれであったかは検討の余地がある。この「大陸地殻」はそのままオーストラリア大陸に連続しているわけではなく、南側にはサンゴ海の海洋地殻がある。Davies & Smith(1971)によると、パプアの地質構造は大きな背斜構造をなし、島の中央部に「大陸地殻」が露出し、その北側にオフィオライト、南側にも斑レイ岩・玄武岩が分布する。しかし、この「大陸地殻」は先カンブリア紀の楯状地の断片でもなければ古生代被覆層でもなく、白亜紀の地層が暁新世～始新世に変成されたものである。それらの原岩は珪長質碎屑岩を主とするが、火山碎屑岩を多く含み、一部に石灰岩や玄武岩も含む。変成度は緑色片岩相を主とし、藍閃石片岩相の部分が散在する。また、オフィオライトと「大陸地殻」を境する Owen Stanley 断層に沿って角閃岩相やグラニュライト相の岩石が産する。

火山岩を多く含み、変成された白亜系が広大な地域に分布することからみて、この「大陸地殻」が Nicolas (1989)の言うような受動的大陸縁の断片であるとは考えられない。むしろ、白亜紀付加帯の可能性もある。Davies & Smith(1971)はこの「大陸地殻」が、サンゴ海の拡大によって引き裂かれたオーストラリア大陸の断片かもしれないが、中性～酸性火成作用によってその場で形成された島弧地殻の可能性もあると結論している。

## 7. ニューカレドニア

ニューカレドニアのオフィオライトは、Nd/Sm 年代が斑レイ岩では  $131 \pm 16 \text{ Ma}$  (白亜紀前期)、玄武岩では  $58 \pm 29 \text{ Ma}$  (暁新世)と報告されている。オフィオライト・ナップの下のナップを構成する堆積岩のうち、最も新しいものは始新統上部のフリッシュであり、その一部には既にオフィオライト起源の玄武岩・斑レイ岩・蛇紋岩の礫が含まれているので、オフィオライトの衝上の始まりは始新世末期と考えられる (Paris, 1981)。これらのナップは中新統下部層に不整合に覆われているので、オフィオライトは白亜紀に形成され、始新世後期以後・中新世初期以前に衝上したと考えられる。このオフィオライトは島の中央部に露出する「大陸地殻」に北東側から衝上し、重力異常のデータ



などから見て、オフィオライトはまだ北東に広がる海洋地殻と連続していると考えられている。

しかし、島の中央の「大陸地殻」については、検討を要する。Paris (1981)はこの二畳紀以前(?)の「片理の発達した地層は、大部分非常に細粒な火山碎屑岩と堆積岩の細互層が變成されたものであり、化石を全く含まない。恐らく、ガラス質凝灰岩、酸性～塩基性の凝灰質堆積岩だったのだろう」と述べ、更に、チタン鉱物に富む多量の玄武岩質枕状溶岩が挟まれると述べている。變成度は緑色片岩相～藍閃石片岩相であり、枕状溶岩中にはローソン石や藍閃石が見られる。ここには古い大陸地殻を特徴づける角閃岩相からグラニュライト相の片麻岩やそれらを不整合に覆う浅海性の石灰質堆積岩はなく、むしろ日本の三郡帯や三波川帯の變成岩と似ている。この變成岩は舞鶴帯によく似た陸棚相の二畳・三畳系と断層で接するが、それらに不整合で覆われる露頭はなく、この變成岩を先二畳系とする根拠は薄弱である (Paris, 1981)。ニューカレドニア島中央部の「大陸地殻」は三郡變成岩や三波川變成岩のように、變成された古い付加帯の断片である可能性が高く、このオフィオライトが「受動的大陸縁」に衝上しているという Nicolas (1989)の解釈は成り立たないと思われる。

## 9. ニュージーランド北島

ニュージーランド南島の二畳紀ダン・マウンテン・オフィオライトは以前からよく知られているが、Malpas *et al.* (1993)は北島北端の Northland 半島に、漸新世に衝上したオフィオライトが存在することを報告した。形成時代は白亜紀後期から始新世と考えられる。玄武岩の化学組成は海嶺玄武岩に類似し、一部に角閃石を含むアルカリ玄武岩（海山の断片）も産する。

## 10. マコーリー島

Macquarie 島はニュージーランドのはるか南方に位置する長さ30kmほどの島で、全島がカンラン岩（ハルツバージャイト）、斑レイ岩、玄武岩岩脈群および枕状溶岩などのオフィオライト岩類よりなる (Varne & Rubenach, 1972)。枕状溶岩と互層する軟泥中の有孔虫は中新世前～中期を示す。この島は中新世以後、深さ2000～4000mの海底から隆起し、現在海面上に露出していることになる。

## 11. 東アジア南部の海洋地域のオフィオライトのまとめ

以上述べてきたように、東アジア南部からオセアニアにかけての広大な海洋地域では、白亜紀後期から始新世にほぼ同時にオフィオライトが形成され、始新世から中新世にかけて衝上した、共通の地史が見られ、環太平洋地域の中では異彩を放っている（図5）。Parrot & Dugas (1980) はパプア・ソロモン・ニューヘブリデス（バヌアツ）・ニューカレドニアのオフィオライトが始新世のサブダクション帯の上で同時に形成されたと考えたが、この「始新世オフィオライト帯」の範囲はもっと広く、南東へはニュージーランドまで、北西へはインドネシア東部・フィリピン・日本まで及んでいる。更に、伊豆・マリアナ・ヤップ海溝やトンガ海溝の陸側斜面に露出するオフィオライトも、始新世頃に形成された可能性が高い。そして、この地域の現在の縁海底の形成も多くは始新世～漸新世に始まっている (Tamaki & Honza, 1991)。この地域は大洋中央海嶺の両側と同様に、新生

代に形成された海洋地殻が広く分布する地域であり(図6), 現在拡大中の背弧海盆も多数存在する(Karig, 1971; Tamaki & Honza, 1991).

ニュージーランド付近から西南日本外帯に至る, 地球上で最も若いこのオフィオライト帯は, ニューギニアを中心として北西-南東方向に伸びる, 地球上で最も顕著な帯状のジオイドの膨らみ(地球楕円体からの最大比高70m以上)と, 伸びの方向および範囲が一致する. また, この地域(特にフィリピン海の下)は地表から地下200km付近までの剪断波速度が遅く, マントルの浅い部分が軟らかくなっていると考えられる. 地下150kmにおける地震波速度分布を見ると, この地域は海嶺下と同様に低速度層がよく発達する(図6). この地域における白亜紀末期~第三紀のオフィオライトの形成と衝上は, もう1つの地球規模の海嶺系の形成と崩壊に関連している可能性があり, 後で議論する.

#### IV. 議論

##### 1. オフィオライトは沈み込み帯の下盤・上盤どちらの断片か

環太平洋造山帯の付加テクトニクスの中で, 一般にオフィオライトは沈み込む海洋プレートの一部が剥ぎ取られて付加したものと考えられている. しかし, 付加したオフィオライトが, 長期間にわたって堆積した深海堆積物に覆われている例は知られておらず, 沈み込むプレートの海洋地殻はむしろ付加せずにそのまま沈み込んでしまうらしい. オフィオライトは一般に形成直後(遅くとも数千万年後)に衝上しており, これを説明するために, 図7 aのような海嶺そのものが潜り込む時にオフィオライトが衝上するモデルが提案された. しかし, 現在海嶺が大陸の下に沈み込んでいる北米西岸でも, オフィオライトの衝上は起きておらず, 日本列島でも白亜紀の海嶺沈み込みに伴ってオフィオライトが付加した例はない.

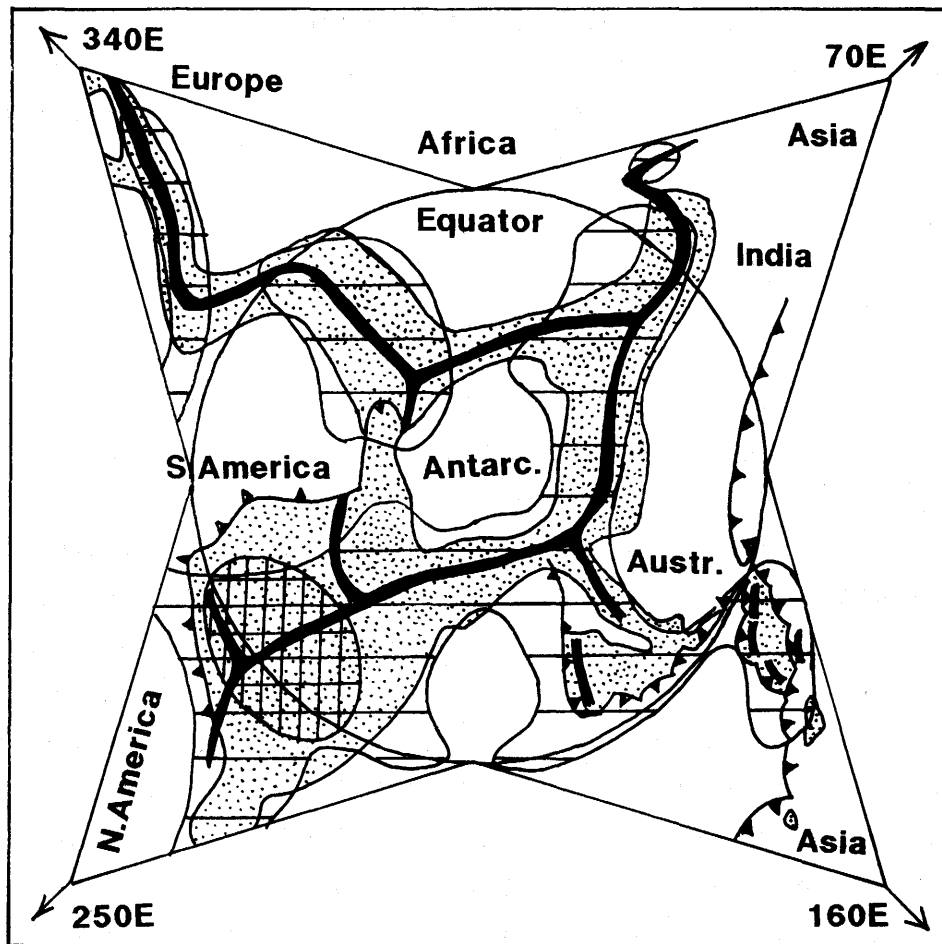
オフィオライトはむしろ沈み込み帯の上盤側の島弧縁海系の地殻とその下のクサビ型マントルの断片と考えたほうがよい. その理由として次のようなことがある.

(1) 多くのオフィオライトの玄武岩の化学組成は, 典型的な海嶺玄武岩よりは縁海玄武岩や島弧玄武岩と類似し, 伴う堆積物も島弧-縁海起源を示唆する.

(2) オフィオライトのマントルカンラン岩の潤濁度は海嶺地域から得られているカンラン岩に比べて一般に高く, しかも変化に富む. 特に単斜輝石を全く含まないハルツバージャイトは海嶺玄武岩とは共存できず, 一部の島弧玄武岩およびボニン岩とのみ共存できる.

(3) 実際に伊豆・マリアナ・ヤップ海溝およびトンガ海溝の陸側斜面(即ち沈み込み帯の上盤側)にオフィオライトが露出しているのが確認されており, 音波探査の結果からみても, それらは下盤側から剥離して付加したものではなく, 前弧域の基盤そのものである.

(4) オフィオライトがもともと沈み込み帯の上盤であれば, その後の付加体の形成や大陸地殻の沈み込みによって, それらに対してオフィオライトが衝上することは力学的に全く無理がなく, むしろ当然である. 以上のような理由により, 図7 bのようにオフィオライトを沈み込み帯の上盤側の断片とする考えが有利である.









-  Subduction zone
-  Oceanic rift zone
-  Cenozoic oceanic crust
-  Mesozoic and older crust
-  Seismic low-velocity area at 150 km depth
-  Cretaceous superplume

図6 南極を中心に見た地球上の新生代海洋性地殻の分布(打点部)。南極を取り巻く海嶺系とそれから派生する4つのリフト系(3つは海嶺系だが、1つは島弧縁海系)に沿って分布し、どのリフト系も赤道付近で左へ30°ほど屈曲する点が共通している(Milanovsky, 1991)。これらのリフト系はWoodhouse & Dziewonski(1984)による、深さ150kmでの剪断波の低速度域とほぼ一致する。Larson(1991a)による白亜紀スーパーブルームの大略の位置も示した。東アジア南部の新生代オフィオライト帯は破壊された海嶺系の残骸かもしれない。

## 2. オフィオライトが衝上する場：受動的大陸縁と活動的大陸縁

Nicolas (1989)はオフィオライトが産する構造環境を、(1)受動的大陸縁、(2)活動的大陸縁、(3)衝突帯の3つに分類し、圧倒的多数のオフィオライトは衝突帯に産するとした。(1)は大陸縁に衝上したオフィオライトが、まだ隣接する海洋地殻と連続している場合。(2)はフランスカン変成帯に代表されるように、オフィオライトが沈み込み帯に巻き込まれて、断片化したエクログャイトや蛇紋岩体として産する場合。(3)は海洋地殻が大陸衝突帯に巻き込まれて、もとの海洋地殻は消滅し、その断片がオフィオライトナップとして残っている場合である。

(1)の例としてはニューカレドニア、パプア、セレベスが挙げられているが、これらのオフィオライトが受動的大陸縁に衝上しているかどうかは疑問である。ニューカレドニアやセレベスには「大陸」と呼べるほどのものではなく、パプアでも大陸地殻そのものに直接衝上しているわけではない。各地の記載で述べたように、オフィオライトが衝上している「大陸」は付加帯の断片である可能性が高い。これら3つに共通する特徴はオフィオライトが隣接する海洋リソスフェアに連続していることが、地球物理学的に証明されていることであるが、だから受動的大陸縁に衝上したということにはならない。(2)の産状を示す大きなオフィオライト岩体はなく、世界の大部分のオフィオライトは陸半球地域のももの、環太平洋地域のももの、(3)に分類されている。しかし、環太平洋地域のオフィオライトの大部分が、海洋プレート層序をもつ付加帯に衝上していることがはっきりしてきた現在、これらを大陸衝突帯として分類する彼のやり方はもはや通用しない。

あるオフィオライトが受動的大陸縁に衝上したか、活動的大陸縁に衝上したかの区別は、そのオフィオライトが隣接する現在の海洋地殻に連続しているかどうかではなくて、あくまでもオフィオライト・ナップの下にある「大陸縁」自体の層序と構造によって決定されるべきである。アルプス・ヒマラヤ、アパラチア・カレドニア・ウラルのオフィオライトは、大規模な付加帯を伴わず、その構造的な下位には、すでに一時代も二時代も前の造山運動で安定化した大陸縁基盤と、その上に堆積した石灰岩を主とする浅海堆積物からなる地層があり、カルクアルカリ系列の火山岩や凝灰岩をほとんど含まない。また基盤の直上には大陸リフト帯を特徴づける蒸発岩やアルカリ質火山岩の層が見られることがある。これはその地域がリフト帯の形成によって海洋化を開始し、オフィオライトの衝上直前まで受動的大陸縁であり続けたことを示す。

典型的な例はアルプス山脈のオフィオライトの産状である。アルプスのオフィオライトはペンニン帯やヘルベチア帯の大陸性基盤岩およびその被覆層に対して衝上している。この基盤岩は石炭紀～二畳紀のヘルシニア造山運動で安定化した後、三畳紀にリフト帯が形成され、蒸発岩が堆積し、海洋化が始まった。ジュラ紀～白亜紀にかけて、石灰岩や石灰質泥岩が厚く堆積し、その沖では海洋地殻(オフィオライト)の形成と拡大が始まった。この大陸縁は始新世頃まで受動的大陸縁でありつづけたが、その後アフリカとヨーロッパが接近を始めて衝突型造山帯に転化し、漸新世から横臥褶曲やナップの形成を伴う激しい造山運動が始まり、オフィオライトもそれに巻き込まれ、多数のナップとしてヨーロッパ側の受動的大陸縁に衝上した。

同じくテーチス海地域のオマーン・オフィオライトも、原生代の大陸地殻とその被覆層(オルドビス系および三畳紀～白亜紀)の上にのし上げており、やはり受動的大陸縁に衝上している。ここ

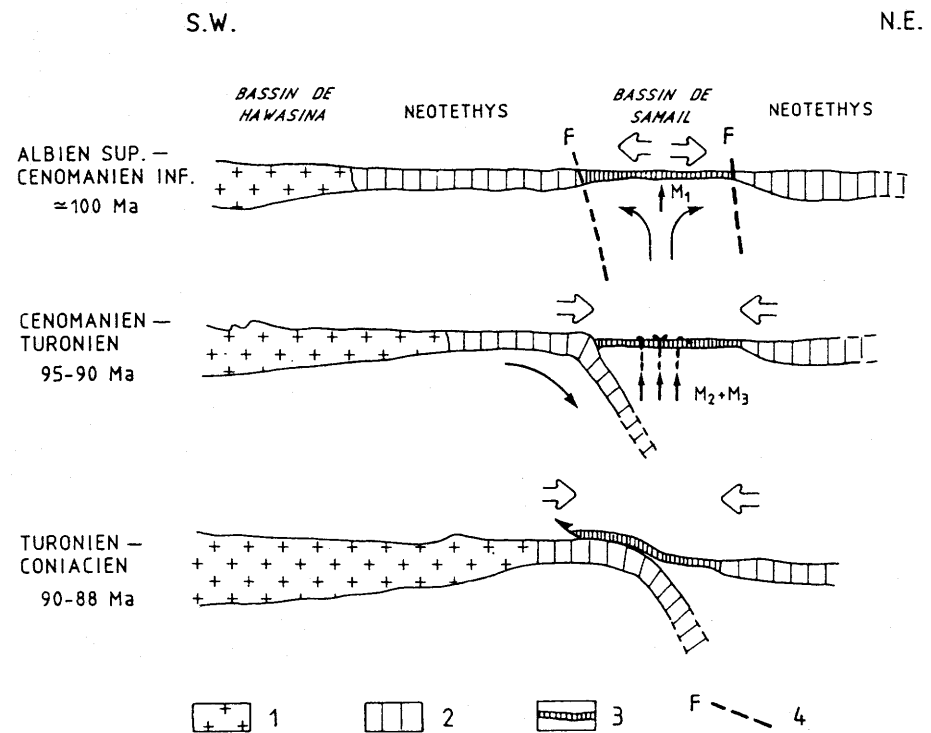
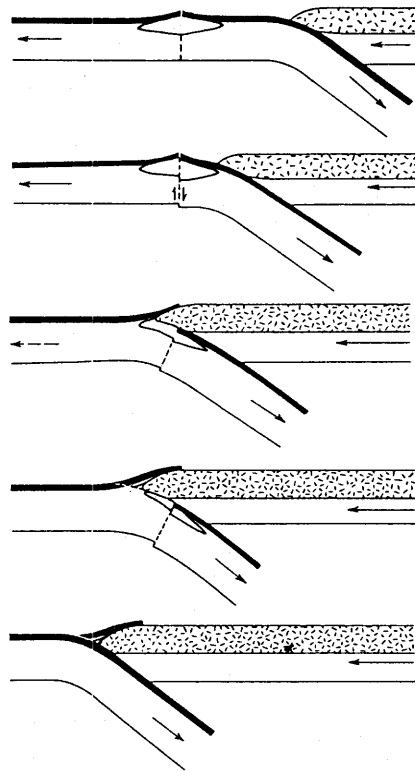


図7 オフィオライトの衝上に関する2つの考え方. Christensen & Salisbury (1975) および Beurrier *et al.* (1989) による. (a) は下盤側が付加すると考え, (b) は上盤側が衝上すると考える点で根本的に異なる.

で、付加帯と呼べるものは、オフィオライトと大陸地殻被覆層の間に位置する薄いナップ (Hawasina Nappe) のみであり、二畳紀から白亜紀までのチャート・石灰岩・海山の断片などを含むが、環太平洋地域の付加帯を特徴づける厚い碎屑岩や火山碎屑岩は見られない。

これらに対して、環太平洋地域のオフィオライトは、一般に海洋プレート層序をもつ付加体ナップ・パイルに対して衝上しており、これはその地域が沈み込み帯に伴う活動的大陸縁であったことを示す。この地域では、大陸衝突はオフィオライト衝上の必要条件でも十分条件でもなく、後に述べるスーパーブルームによる島弧・縁海系の形成とそれに引き続く付加帯の形成が、オフィオライトの形成・衝上の主な原因であろう。

### 3. 東アジア南部海洋地域の新生代オフィオライト帯の地球構造的意義

南極大陸を取り巻く海嶺系から赤道へ向かって、ほぼ90度間隔にリフト系が派生し、それぞれのリフトは赤道付近で30度ほど左にずれて、そこから更に北極に向かって延びているように見える(図6) (Milanovsky, 1991)。3本のリフト帯は大西洋中央海嶺、インド洋中央海嶺、東太平洋海膨に対応し、大西洋のリフト帯は最も長く延びて北極海に達している。そして、4本目のリフト帯がニューギニアからニューギニア、インドネシア東部、フィリピンを経て日本付近に至る地域、即ち本論で問題にする東アジア南部海洋地域の新生代オフィオライト帯に相当する。この地域は白亜紀から現在まで、大きな海嶺こそ発達しなかったものの、小さな海盆が盛んに生成・消滅を繰り返してきた地域であり (Miyashiro, 1986; Tamaki & Honza, 1991)、現在も地球上で火成活動が最も活発な地域であって、海嶺系の両側の地域と同様に新生代に形成された新しい海洋地殻が連なっている。地下150km付近の上部マントルの剪断波によるトモグラフィー (Woodhouse & Dziewonski, 1984)を見ると、平均以下の速度を示す地域が南極大陸の周囲を取り巻き、そこから4本のリフト帯下を流れるように四方に派出している (図6)。

この地域のオフィオライトのほとんどが白亜紀後期～始新世にほぼ同時に形成され、始新世～中新世に衝上したことは、この地域下のマントルの低速度層が、白亜紀後期から始新世にかけて、「西太平洋海嶺系」として活動を開始したことを示唆する。ところが、始新世以後、両側を大陸性リソスフェアに防護された大西洋とインド洋のプレートがあまり内部で変形・破壊せずに面積をひろげたために、東太平洋海膨はアメリカ大陸に接近、一部衝突し、「西太平洋海膨」は完全に瓦解して、形成されたばかりの海洋性リソスフェアの残骸 (オフィオライト) が累々と積み重なる沈み込み帯に転化してしまった。海嶺系はリソスフェアが未熟で軟らかいわけだから、水平方向に圧縮された場合は、硬くて厚い通常の海洋底リソスフェアよりも変形しやすく、沈み込み帯に転化しやすいだろう。テーチス海ではインド洋の拡大に伴って旧 Gondwana 大陸の破片が次々に北上し、海は完全に閉じてしまったが、西太平洋では、沈み込み帯になりながらも、まだ縁海を作る程度の余力を保っている。南西太平洋の新生代オフィオライト帯はこのような白亜紀後期の地球規模の海嶺系が破壊された、余燼のくすぶる廃墟かもしれない。

### 4. オフィオライト・パルス、スーパー・ブルーム、サージ・テクトニクス

地球上のオフィオライトを形成時代によって時間軸上にプロットし、頻度分布を見ると、ジュラ・白亜紀(150Ma 付近)とオルドビス紀(450Ma 付近)に顕著なピークがあり、その中間の二畳紀にも小さなピークがある(石渡, 1989)。また、アラビア・サハラ・ブラジルなどの汎アフリカ造山帯には、原生代後期(750Ma 付近)のオフィオライトが多い(Yakubchuk *et al.*, 1993)。これ以前については情報が少なく、はっきりしないが、原生代後期以後の地球上のオフィオライトの形成には、3 億年周期のパルスがあるように見える。

陸半球地域の一つの造山帯には、一つのパルスで形成されたオフィオライトしか存在しない。アルプス・ヒマラヤではジュラ・白亜紀、アパラチア・カレドニア・ウラルではオルドビス紀、汎アフリカでは原生代後期という具合である。しかし、環太平洋造山帯(南西太平洋)では、オルドビス紀とジュラ・白亜紀の2つのパルスのオフィオライトが一つの地域に産する(図8)。

オフィオライトは大部分が沈み込み帯の上のクサビ型マントル、および前弧・火山フロント・背弧など島弧系地殻のある部分の断片であり、形成後わずかの時間内に衝上してしまう。従ってオフィオライト・パルスは地球上のかなり広い範囲で一斉に多数の島弧縁海系が形成され、その直後にそれらが破壊されて、受動的大陸縁に衝上したり、付加帯に組み込まれてしまったことを意味する。東アジア南部の海洋地域で白亜紀末から第三紀に一斉に起きたオフィオライトの形成と衝上は、最も新しい地球規模のオフィオライト・パルスの現れである。この現象はプレート・テクトニクスの枠組みだけでは説明できず、マントル深部からの巨大な上昇流の存在を示唆する。

固体地球表面が剛体として振舞う数枚の岩板によって覆われ、それらの岩板の相対運動の幾何学によって地球表層部で発生する地震、火山、造山運動などの分布と性格を説明するのがプレート・テクトニクスであるが、プレートの下にあって、プレートよりはるかに軟らかくて移動しやすいアセノスフェア(asthenosphere; 中国語訳は軟流圏)の運動について、この理論は何も教えていない。

白亜紀における海洋底拡大速度の著しい増加、ホットスポットの活動開始、台地玄武岩の噴出、大規模な海台(オントン・ジャワ海台など)の形成などは、この時期に地球内部から表面部に向かって多量の熱が移動したことを示し、この結果としてパンゲアが分裂し現在のように大陸があちこちに散在するようになった。Larson(1991a)はこれが、コア・マントル境界から上昇してきたスーパーブルーム(Superplume)の結果であると考えた。この巨大なマントル上昇流の起源をコア・マントル境界に求める根拠は、その時期が地球磁場の周期的逆転の休止期(静穏期)と一致するからである。地球磁場は巨大な鉄の塊であるコアの運動によって発生するが、海洋底の地磁気の縞模様や地球上の各地の堆積物中の残留磁気の記録は、地磁気の極が約100万年の周期で逆転を繰り返して来たことを示している。しかし、白亜紀の120Ma から80Ma までの4000万年間は地球磁場が現在と同じ向きのまま、ほとんど逆転しなかった。地球磁場の逆転の仕組みはまだ解明されていないが、静穏期にはコアの運動が通常とは異なっていたはずであり、この変化がスーパーブルームを発生させた可能性はある。

Larson(1991b)はスーパーブルームに伴って多量の炭素がマントル深部から地表に運ばれ、これが世界の大規模な白亜系油田地帯を形成する原料になったと考えた。地磁気の長期静穏期は石炭紀後期から二畳紀にかけても存在し、この頃に世界の最も大規模な炭田地帯が形成された。オルドビ

ス紀およびカンブリア紀にもかなり長い静穏期があり、顕生代の静穏期はオフィオライト・パルス  
の時期とよく一致する。またこれらの時期は全地球的な高海水準期（海進）と一致している。海底  
の深さは海底の年齢とともに深くなることが知られているが、スーパープルームによって若い海洋  
地殻が多量に形成されると、地球全体の海底が浅くなり、大陸の上まで海水があふれ出すことにな  
る。

この白亜紀のスーパープルームは当時の太平洋南東部で破裂し、その直径は3000km程度だったと  
考えられるが（図6）、白亜紀の海洋地殻の形成が他の海嶺系にも及び、やや遅れて南西太平洋の新  
生代島弧縁海系を形成したことを考えると、地球表面のリフト系全体にマントル深部から上昇して  
きた物質を配送する横方向のシステムが存在すると考えた方がよい。即ち、スーパープルームに  
よって深部マントルから供給された物質は、部分熔融した状態のまま南極大陸周囲の海嶺系と90°ず  
つ離れた4本の海嶺系の下「火の川」（マントル上部の地震波低速度層）を通して上部マントル中  
に運搬されたと考えればよい。このシステムは、スーパープルームの勢いが衰えた現在でも、まだ  
働いているはずである。

大洋中央海嶺系や島弧縁海系ではリソスフェア（lithosphere：岩石圏）が非常に薄いか欠如して  
おり、アセノスフェアが地殻の直下まで上昇してきている。一般にプレートテクトニクスでは、ア  
セノスフェアから上昇する部分熔融したマントル物質は海嶺直下で側方に向きを変え、海嶺の両側  
へ拡散していくと考えられている。しかし、Meyerhoff *et al.* (1992)は、海嶺系の下には海嶺軸に平  
行なアセノスフェアの流れ（サージ・チャンネル）があり、島弧縁海系の下にもアセノスフェアの  
流れがあるとする「サージ・テクトニクス（surge tectonics）」理論を提唱している。前段で私が述  
べた考えはこの理論に近い。サージ・テクトニクス理論はスーパープルーム理論とは独立に、全く  
無関係に提唱されたが、前段で述べたようにこれらを相補的に結合させると、スーパープルームに  
よって上昇してきたマントル深部物質がこれらのサージ・チャンネルを通して広い範囲の上部マン  
トルに運ばれ、新しい海洋リソスフェアを形成したり、大陸や島弧では様々な火山活動や花崗岩の  
形成などを行っていると考えられる。

スーパープルームによって南東太平洋地域に上昇してきたマントル深部の物質が幹線サージ・  
チャンネルを通して運ばれ、各サージ・チャンネルの上には海嶺系が形成されて海洋底の拡大が起  
こっているとすると、海嶺系は南半球に集中しているから、まず南半球への流れが主流となるだろ  
う。そして、チャンネル内のマントル物質は北半球の高緯度地域に達するころには冷却され、再び  
マントル深部へ戻って行くのだろう。このように考えると、白亜紀以後のアフリカ・インド・オー  
ストラリア大陸の北進、西太平洋地域の縁海の形成開始時期が北へ向かって若くなる現象（Miya-  
shiro, 1986）、大洋底の拡大が一般に南から北へ進行した事実などをうまく説明できる。また、なぜ  
東太平洋海膨での拡大速度が他の海嶺に比べて非常に早いかを説明できる。

4本の幹線サージ・チャンネルのうち、大西洋とインド洋の2本のチャンネルはゴンドワナ大陸  
を割って海洋底を順調に拡大させ、東太平洋のチャンネルも最も速いスピードで海洋底を拡大させ  
てほとんど太平洋底を覆いつくした。しかし、西太平洋のチャンネルは他の3つのチャンネルの海  
洋底拡大の煽りを一身に受け、海嶺系は形成直後に完全に崩壊し、ほとんど全域に沈み込み帯が形



# Earth's Ophiolite Belts

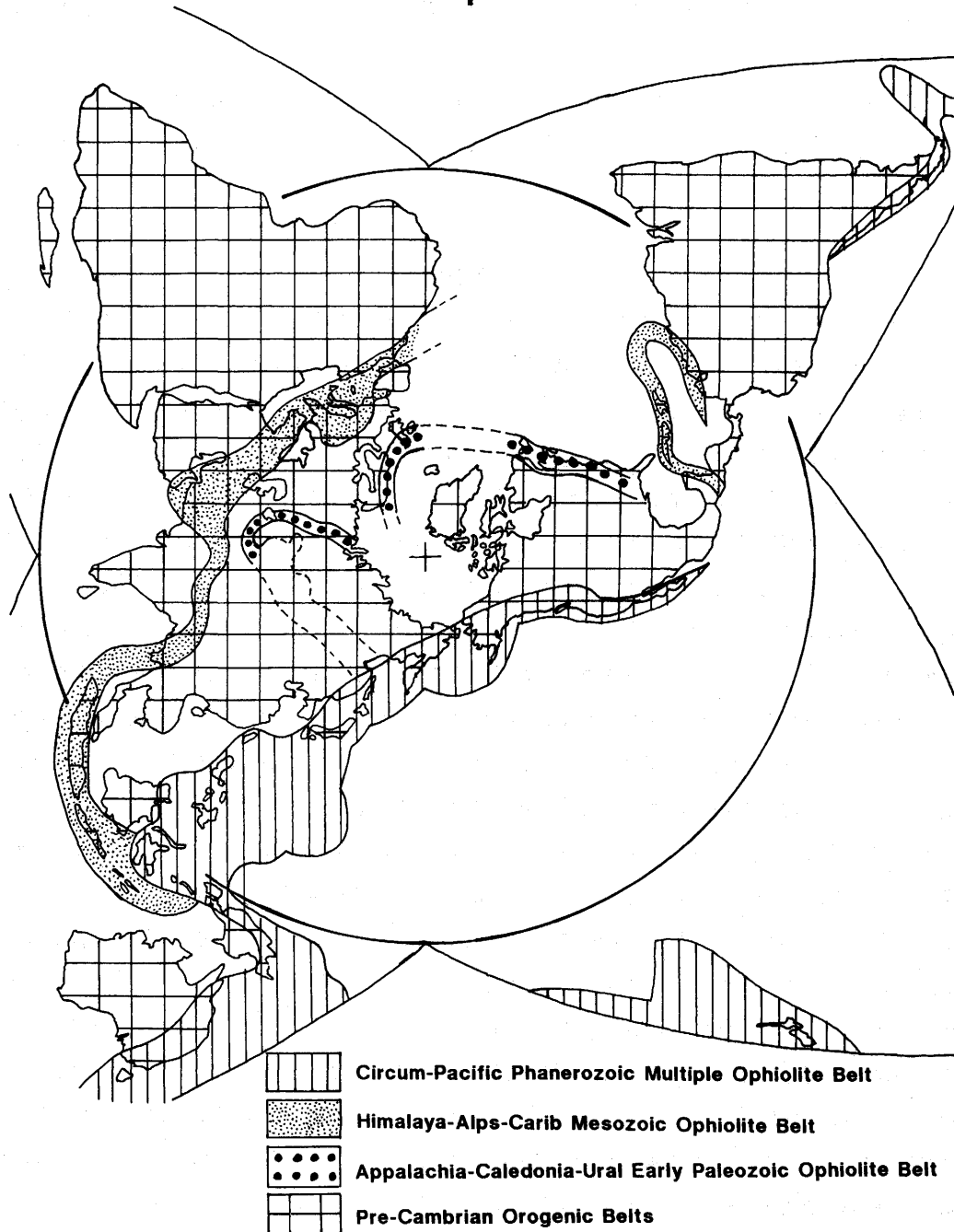


図 8 地球上のオフィオライト帯。環太平洋顕生代（古生代前期～新生代）多重オフィオライト帯，ヒマラヤ・アルプス・カリブ中生代（ジュラ・白亜紀）オフィオライト帯，アパラチア・カレドニア・ウラル前期古生代（カンブリア・オルドビス紀）オフィオライト帯に大きく区分できる。先カンブリア紀造山帯にも始生代から原生代後期まで，様々な時代のオフィオライトが産する。

成され、小さな島弧・縁海系のつぎはぎ状態になってしまった。これが南西太平洋新生代オフィオライト帯の成因であろう。このオフィオライト帯はいずれ大陸縁に押し集められ、大陸縁付加体の一部となるのだろう。

このようなスーパープルームは、古生代後期（二畳・石炭紀）、古生代前期（オルドビス・カンブリア紀）および原生代後期にも発生して、その時代のオフィオライト帯を形成したものと考えられる。

## V. 結論

日本列島、シホテアリン山地、コリヤーク山地など、東アジア北部の付加型造山帯におけるオフィオライトの時空分布は、古生代前期から中・新生代までの様々な地質時代のオフィオライトと堆積物付加体が、古いものほど構造的上位に重なる、典型的な環太平洋顕生代多重オフィオライト帯の特徴を示す。同様の多重オフィオライト帯はアラスカ、北米西岸、南米西岸、オーストラリア東部～ニュージーランド等、他の環太平洋地域にも発達する。ところで、アルプス・ヒマラヤ造山帯のオフィオライトは西部ではジュラ紀、東部では白亜紀に形成されたものばかりであり、アパラチア・カレドニア・ウラル造山帯でも、オフィオライトはほとんどすべてオルドビス紀に形成されたものである。これら陸半球地域の「単発型」オフィオライト帯に対して、環太平洋造山帯のオフィオライトの年代幅の広さは際だっている。また、環太平洋地域のオフィオライトは活動的大陸縁を特徴づける付加帯に対して、多くは陸側から海側へ衝上している。これに対し、陸半球地域の造山帯では、オフィオライトは受動的大陸縁に対して海側から陸側へ衝上しており、オフィオライトの構造環境も、環太平洋地域と陸半球地域では本質的に異なっている。

一方、フィリピン・インドネシア東部・パプア・ニューカレドニアなど、東アジア南部（南西太平洋）の広大な地域のオフィオライトのほとんどは白亜紀後期～第三紀に形成・衝上したもので、環太平洋多重オフィオライト帯に特徴的な、顕生代全体にわたるオフィオライト形成の時間幅を示さず、むしろ東地中海地域や中東のテーチス海地域のオフィオライトの時空分布に類似する。伊豆マリアナ弧やトンガ弧の海溝陸側斜面の海底に露出する前弧オフィオライトや、この地域に現存する多数の縁海の海洋性地殻そのものも、同様に大部分は白亜紀後期から第三紀にかけて形成されたものである。この地域のオフィオライトは、おそらく白亜紀後期から始新世にかけて、他の大洋の海嶺系に匹敵する規模の一連の海嶺系でほぼ同時に形成され、その直後に海嶺系が崩壊して多数の島弧・縁海系に分裂する過程で、オフィオライトとして衝上したものと考えられる。

陸半球地域でも環太平洋地域でも、顕生代オフィオライトの形成時代の頻度分布には、カンブリア・オルドビス紀（中程度）、二畳紀（小規模）、ジュラ・白亜紀（大規模）の共通のピークが認められる。これは地球的なオフィオライト・パルスと呼ぶべきものである。ジュラ・白亜紀のパルスは超大陸の分裂と海洋地殻生産量の著しい増大の時期（Larson, 1991a）に一致し、ジュラ・白亜紀および二畳紀のパルスは地球全体の化石燃料鉱床（石油と石炭）の形成時期と一致し（Larson, 1991bによると、その炭素はおそらくマントル深部から供給された）、また顕生代の全てのパルスは地磁気逆転の休止期（Larson, 1991b；カンブリア紀（逆）・オルドビス紀（逆）・二畳紀（逆）・白亜紀

(正))と一致する。白亜紀およびオルドビス紀のパルスは地球全体の長期的な高海水準期とも一致する (Larson, 1991b)。このように、オフィオライト・パルスは、不備な統計による見かけ倒しの現象ではなく、実際に全地球的に火成作用が活発になった時期であり、他の地球規模の長期的な大事件とも関連している..

オフィオライト・パルスを定常的なプレートテクトニクスやその過程で発生する小さな事件 (海嶺や海台の衝突、プレートの運動方向の変化など) の集積として説明するのは困難である。オフィオライト・パルスは、おそらく地磁気逆転の休止期が示すような、地球核の運動の変化と、それに起因するスーパープルームの発生・上昇・破裂 (Larson, 1991a) およびサージ・チャンネルを通じての拡散 (Meyerhoff *et al.* 1992) によって、地球内部から大量の熱が短時間に地表へ放出される事件があったことを示し、スーパープルームの破裂に伴う同時多発的な海嶺系の形成と、その直後のスーパープルームの減衰に伴ういくつかの海嶺系の破壊 (圧縮・沈み込み帯への転化) を表していると考えられる。東アジア南部地域はその最も新しい例であり、今後は火成活動の沈静化とともに島弧縁海系の圧縮と破壊が更に進み、定常的プレートテクトニクスの継続によって大規模な付加帯が形成され、他の環太平洋型の造山帯と同様の構造になっていくものと思われる。

**謝辞** この論文は1992年10月16～17日の北陸地質研究所主催のシンポジウム「日本海と日本列島」、および1993年6月5～6日の東京工業大学でのシンポジウム「日本列島の起源と歴史」、での発表内容を発展させたものである。前者の世話人の粕野義夫氏および後者の世話人の磯崎行雄・丸山茂徳両氏に感謝する。また、コリヤーク山地での1990年7月の地殻変動学野外セミナー参加旅費を援助していただいた井上科学振興財団 (No.02040) に感謝する。

## 文 献

- Abbate, E., Bortolotti, V., Passerini, P. & Principi, G. (1985) : The rhythm of Phanerozoic ophiolites. *Ophioliti*, **10**, 109-138.
- Ballantyne, P. (1992) : Petrology and geochemistry of the plutonic rocks of the Halmahera ophiolite, eastern Indonesia, and analogue of modern oceanic forearcs. In: Parson, L.M., Murton, B.J. & Browning, P. (eds.) "*Ophiolites and their Modern Oceanic Analogues*", Geol. Soc. Spec. Publ., **60**, pp. 179-202.
- 別所文吉 (1944) : ハルマヘラ島の地質構造 (予報). 地学雑誌, **56**, 195-203.
- Beurrier, M., Ohnenstetter, M., Cabanis, B., Lescuyer, J.-L., Tegye, M. & Le Métour, J. (1989) : Géochimie des filons doléritiques et des roches volcaniques ophiolitiques de la nappe de Semail: contraintes sur leur origine géotectonique au Crétacé supérieur. *Bull. Soc. Géol. France*, **1989**, 205-219.
- Christensen, N.L. & Salisbury, M.H. (1975) : Structure and constitution of the lower oceanic crust. *Rev. Geophys. Space Physics*, **13**, 57-86.
- Coleman, R.G. (1977) : *Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere?*. Springer-Verlag, Berlin.

- Davies, H.L. & Smith, I.E. (1971) : Geology of eastern Papua. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **82**, 3299-3312.
- De Roever, W.P. (1957) : Sind die alpinotypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotitschale? *Geol. Rdsch.*, **46**, 137-146.
- Dobretsov, N.L. & Chikov, B.M. (平山次郎訳, 1979) : 北東アジア地域の地質概説, コリャーク・カムチャツカ褶曲地域. 都城秋穂編「岩波講座地球科学16, 世界の地質」, 第9章, 278-281頁.
- Hawkins, J.W. & Evans, C.A. (1983) : Geology of the Zambales Range, Luzon, Philippine Islands: Ophiolite derived from an island arc-back arc basin pair. In: Hayes, D.E. (ed.) "The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands", Part 2 (Geophys. Monogr. 27), pp. 95-123. Amer. Geophys. Union.
- Hutchison, C.S. (1975) : Ophiolite in Southeast Asia. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **86**, 797-806.
- Hutchison, C.S. (1978) : Ophiolite metamorphism in northeast Borneo. *Lithos.*, **11**, 195-208.
- 石渡明(1978) : 舞鶴帯南帯の夜久野オフィオライト概報. 地球科学, **32**, 301-310.
- 石渡明(1986) : オフィオライト : 様々な海洋性地殻の断片. 地学雑誌, **95**, 544-558.
- 石渡明(1989) : 日本のオフィオライト. 地学雑誌, **98**, 290-303.
- Ishiwatari, A. (1991a) : Ophiolites in the Japanese Islands: Typical segment of the circum-Pacific multiple ophiolite belts. *Episodes*, **14**, 274-279.
- Ishiwatari, A. (1991b) : Time-space distribution and petrologic diversity of Japanese ophiolites. In: Tj. Peters *et al.* (eds.) , "Ophiolite Genesis and Evolution of Oceanic Lithosphere", Ministry of Petroleum and Minerals, Sultanate of Oman (Kluwer Acad. Publ.), pp. 723-743.
- 磯崎行雄・丸山茂徳(1991) : 日本におけるプレート造山論の歴史と日本列島の新しい地体構造区分. 地学雑誌, **100**, 697-761.
- Jahn, B.-M. (1986) : Mid-ocean ridge or marginal basin origin of the East Taiwan ophiolite: chemical and isotopic evidence. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **92**, 194-206.
- Jaques, A.L. (1981) : Petrology and petrogenesis of cumulate peridotites and gabbros from the Marum ophiolite complex, northern Papua New Guinea. *J. Petrology*, **22**, 1-40.
- Jaques, A.L. & Chappell, B.W. (1980) : Petrology and trace element geochemistry of the Papuan Ultramafic Belt. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **75**, 55-70.
- Karig, D.E. (1971) : Origin and development of marginal basins in the Western Pacific. *J. Geophys. Res.*, **76**, 2542-2561.
- Karig, D.E. (1972) : Remnant arcs. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **83**, 1057-1068.
- Khanchuk, A.I. & Panchenko, I.V. (1991) : Garnet gabbro in the southern Sikhote Alin ophiolites. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **321**, 800-803. (in Russian)
- Kojima, S. (1989) : Mesozoic terrane accretion in northeast China, Sikhote Alin and Japan regions. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeontol.*, **69**, 213-232.
- Kündig, E. (1956) : Geology and ophiolite problems of East-Celebes. *Verhandelingen van het*

- Koninklijk Nederlandsch Geologisch-Mijnbouw-kundig Genootschap*, Geol. Ser., **16**, 210-235.
- Larson, R.L. (1991a) : Latest pulse of Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume. *Geology*, **19**, 547-550.
- Larson, R.L. (1991b) : Geological consequences of superplumes. *Geology*, **19**, 963-966.
- Lavrova, L.D. (1982) : Genesis of ultramafic rocks of the Maynits tectonic zone, Koryak Mountains. *Doklady Akad. Nauk SSSR* (English translation by USA), **253**, 173-176.
- 前川寛和・勝瑞雅也・石井輝秋(1989) : 前弧オフィオライト. 地学雑誌, **98**, 55-65.
- Malpas, J., Smith, I.E.M. & Williams, D. (1993) : Comparative genesis and tectonic setting of ophiolitic rocks of the South and North Islands of New Zealand. In: Ishiwatari, A. et al. (eds.), *Proceedings of the 29th IGC Ophiolite Symposium* (in press).
- Mazarovich, A.O. (1982) : Ophiolite allochthons of the Maritime region. *Dokl. Akad. Nauk SSSR* (English translation by USA), **249**, 49-51.
- Meyerhoff, A.A., Taner, I., Morris, A.E.L., Martin, B.D., Agocs, W.B. & Meyerhoff, H.A. (1992) : Surge tectonics: a new hypothesis of Earth dynamics. In: Chatterjee, S. & Hutton N. III (eds.), *"New Concepts in Global Tectonics"*, pp. 309-409, Texas Tech Univ. Press.
- Milanovsky, E.E. (1991) : Rifting and its role in tectonic structure and Meso-Cenozoic geodynamics of the earth. *Hokuriku Geol. Inst. Report*, No. 1, 37-55.
- Milsom, J.S. (1973) : Papuan ultramafic belt: gravity anomalies and the emplacement of ophiolites. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**, 2243-2258.
- Miyashiro, A. (1986) : Hot regions and the origin of marginal basins in the western Pacific. *Tectonophysics*, **122**, 195-216.
- Nekrasov, G.Ye. (1980) : New data on the structure of the Pekul'ney range in the left-bank area of the Anadyr' river. *Doklady Akad. Nauk SSSR*, **238**, 87-89. (in Russian).
- Nicolas, A. (1989) : *Structures of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere*. Kluwer Academic Publisher, Dordrecht.
- Palandzjan, S.A. (1986) : Ophiolite belts in the Koryak upland, Northeast Asia. *Tectonophysics*, **127**, 341-360.
- Paris, J.P. (1981) : Géologie de la Nouvelle-Calédonie; un essai de synthèse. (with geologic map of scale 1:200,000). *Mémoire du B.R.G.M.*, No. 113, Orléans, France.
- Parrot, J.F. & Dugas, F. (1980) : The disrupted ophiolitic belt of the Southwest Pacific: Evidence of an Eocene subduction zone. *Tectonophysics*, **66**, 349-372.
- Pushcharovskiy, Yu. M., Ruzhentsev, S.V. & Sokolov, S.D. (1988) : Tectonic thrust sheets and geologic mapping. *Geotectonics*, **22**, 1-8. (Original Russian paper published in *Geotektonika*, 1969, No. 4, 5-23)
- Raschka, H., Nacario, E., Rammlmair, D., Samonte, C. & Steiner, L. (1985) : Geology of the ophiolite of Central Palawan Island, Philippines. *Ophioliti*, **10**, 375-390.

- Scholl, D.W., Buffington, E.C., & Marlow, M.S. (1975) : Plate tectonics and the structural evolution of the Aleutian-Bering Sea region. *In*: R.B. Forbes (ed.) "Contributions to the Geology of the Bering Sea basin and Adjacent Regions", Geol. Soc. Am. Spec. Paper **151**, pp. 1-31.
- Shervais, J.W. (1982) : Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **59**, 101-118.
- Shilo, N.A., Kaminskiy, F.V., Palandzhyan, S.A., Til'man, S.M., Tkachenko, L.A., Lavrova, L. D. & Shepeleva, K.A. (1981) : First diamond finds in alpine-type ultramafic rocks of the northeastern USSR. *Doklady Akad. Nauk SSSR* (English translation by USA), **241**, 179-182.
- Silver, E.A. & McCaffrey, R. (1983) : Ophiolite emplacement by collision between the Sula platform and the Sulawesi island arc, Indonesia. *J. Geophys. Res.*, **88**, 9419-9435.
- Sinitisa, S.M. & Khanchuk, A.I. (1991) : Primary gneissose facies of gabbroids (examples from southern Primorye). *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **317**, 1446-1449. (in Russian)
- Stavsky, A.P., Chekhovitch, V.D., Kononov, M.V. & Zonenshain, L.P. (1990) : Plate tectonics and palinspastic reconstructions of the Anadyr-Koryak region, Northeast USSR. *Tectonics*, **9**, 81-101.
- Tamaki, K. & Honza, E. (1991) : Global tectonics and formation of marginal basins : Role of the western Pacific. *Episodes*, **14**, 224-230.
- Taylor, B. & Hayes, D.E. (1980) : The tectonic evolution of the South China basin. *In*: Hayes, D.E. (ed.), "The Tectonics and Geologic Evolution of the Southeast Asian Seas and Islands.", (Geophys. Monogr. 23), pp. 89-104, Amer. Geophys. Union.
- Varne, R. & Rubenach, M.J. (1972) : Geology of Macquarie Island and its relationship to oceanic crust. *In*: Antarctic Oceanography, II. (Antarctic Research Series 19), Am. Geophys. Union, Washington, pp.251-266.
- Vysotskiy, S.V. (1993) : High and low pressure cumulates of Paleozoic ophiolites in Primorye, eastern Russia. 29th IGC Ophiolite Symposium Proceedings, VSP Publisher, Netherlands (in press).
- Wang, X. & Hao, Z. (1993) : Time-space distribution and tectonic types of ophiolites in China. *In* : Ishiwatari, A. et al. (eds.), *Proceedings of the 29th IGC Ophiolite Symposium* (in press).
- Wang Q., Ishiwatari, A., Zhao, Z., Hirajima, T., Hiramatsu, N., Enami, M. Zhai, M., Li, J. & Cong, B. (1993) : Coesite-bearing granulite retrograded from eclogite in Weihai, eastern China. *Eur. J. Min.*, **5**, 141-152.
- Woodhouse, G.H. & Dziewonski, A.M. (1984) : Mapping the upper mantle : Three dimensional modelling of Earth structure by inversion of seismic wave forms. *J. Geophys. Res.*, **89**, 5953-5986.
- Yakubchuk, A.S., Nikishin, A.M. & Ishiwatari, A. (1993) : Late Proterozoic ophiolite pulse. *In*:

- Ishiwatari, A. *et al.* (eds.), *Proceedings of 29th IGC Ophiolite Symposium* (in press).
- Zakharov, Yu.D., Panchenko, I.V. & Khanchuk, A.I. (1992) : A field guide to the late Paleozoic and early Mesozoic circum-Pacific bio- and geologic events. (IGCP 272 & 321) . Rus. Acad. Sci., Far-East. Geol. Inst., Vladivostok, 88 pp.
- Zonenshain L.P., Kuzmin, M.I. & Natapov, L.M. (1990) : (Page, B.M., ed.) *Geology of the USSR: A plate-tectonic synthesis. Geodynamics Series*, Vol. 21, Amer. Geophys. Union.